MAR 26 1957
2nd copy
UNITED STATES AIR FORCE
CAMBRIDGE RESEARCH CENTER
GEOPHYSICS
RESEARCH LIBRARY

ARCHIV FÜR METEOROLOGIE, GEOPHYSIK UND BIOKLIMATOLOGIE

HERAUSGEGEBEN VON

DOZENT DR. W. MÖRIKOFER
PHYSIKALISCH-METEOROLOGISCHES OBSERVATORIUM
DAVOS

PROF. DR. F. STEINHAUSER
ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK
WIEN

SERIE A
METEOROLOGIE UND GEOPHYSIK

BAND 9, 4. (SCHLUSS-)HEFT
MIT 11 TEXTABBILDUNGEN
(ABGESCHLOSSEN AM 23. DEZEMBER 1956)

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1957

Arch. Met. Geoph. Biokl. A

Serie A, Band 9 **Inhaltsverzeichnis** Heft 4

Seite

Reuter, H. Über die Voraussage zeitlich gemittelter Höhenkarten für Zwecke mittelfristiger Wetterprognosen 433

Kletter, L. Grenzen der Anwendbarkeit und Erweiterung der Trendmethode von NAMIAS 439

Steinhauser, F. Die Temperaturveränderungen in der freien Atmosphäre bei Niederschlägen 446

Moore, J. G. The Tropospheric Temperature Lapse Rate 468

Huber-Pock, F. Untersuchungen über den Anteil bestimmter Atmosphärenschichten am Zustandekommen von Bodendruckänderungen. (Mit 6 Textabbildungen) 471

Cehak, K. Über periodische und säkulare Schwankungen der Gewitterhäufigkeit auf der Erde. (Mit 3 Textabbildungen) 487

Trapp, E. Beispiel einer einfachen Darstellung der Bebentätigkeit in einem engbegrenzten Gebiet. (Mit 2 Textabbildungen) 514

Mittmann, O. M. J. Varianz-Untersuchungen bei stationären Variablen .. 519

Mörikofer, W. Gustav Swoboda † 524

Buchbesprechungen 527

Petterssen, S., Weather Analysis and Forecasting. Band I: Motion and Motion Systems, 2. Aufl. (F. Steinhauser). — Baur, F., Physikalisch-statistische Regeln als Grundlagen für Wetter und Witterungsvorhersagen. 1. Band. (F. Steinhauser). — Physics ans Chemistry of the Earth. Band I. Herausgegeben von L. H. Ahrens, Kalervo Rankama und S. K. Runcorn. (F. Steinhauser.)

Das

„Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie"

erscheint in zwangloser Folge in zwei parallelen Serien:

Serie A Meteorologie und Geophysik: Allgemeine, theoretische und synoptische Meteorologie, Geophysik der Atmosphäre, des Meeres und des festen Erdbodens.

Serie B Allgemeine und biologische Klimatologie: Allgemeine und medizinische Klimatologie, Agrar- und Mikroklimatologie, Meteorobiologie, Strahlungsforschung.

Die beiden Serien können unabhängig voneinander bezogen werden. Die Hefte werden einzeln berechnet und zu Bänden von 400 bis 500 Seiten vereinigt.

Das Archiv soll wissenschaftlich einwandfreie Arbeiten von allgemein fachlichem Interesse veröffentlichen. Es werden deshalb nur Originalarbeiten aufgenommen, die neue Erkenntnisse bringen, und zwar Aufsätze größeren Umfanges wie auch kleine Mitteilungen. Gelegentlich wird auch durch Sammelreferate über die neuesten Ergebnisse einzelner Spezialgebiete ein Überblick über den jeweiligen Stand eines bestimmten Problems gegeben werden, wobei besonders durch Hervorheben der noch ungelösten Fragen der weiteren Forschung Anreiz geboten werden soll. Schließlich werden auch kritische Buchbesprechungen auf bedeutende Neuerscheinungen aus unserem Wissensgebiet hinweisen.

Die Verfasser werden gebeten, den Text möglichst knapp zu fassen und historische Einleitungen tunlichst zu vermeiden. In den beigegebenen Tabellen ist die Wiedergabe unverarbeiteten, umfangreichen Beobachtungsmaterials zu vermeiden; auch sollen die Resultate im allgemeinen nicht durch Tabellen und Kurven gleichzeitig wiedergegeben werden. Die Tabellen sollen eine Überschrift tragen.

Die Arbeiten können in deutscher, englischer oder französischer Sprache erscheinen. Es soll ihnen eine Zusammenfassung in mindestens zwei Sprachen vorangestellt werden. Eine Zusammenfassung ist auf jeden Fall vom Verfasser mitzuliefern, ihre Übersetzungen werden nötigenfalls vom Verlag besorgt. Die Literaturhinweise erfolgen durch im laufenden Text in Klammern eingefügte Nummern, die genaue Zitate bezeichnen, die in einem Literaturverzeichnis am Ende der Arbeit zusammenzustellen sind.

Die Manuskripte sind möglichst in Maschinenschrift auf einseitig beschriebenen, fortlaufend paginierten Blättern abzufassen. Abbildungsvorlagen sind in so sauberer Wiedergabe einzusenden, daß sie entweder unverändert verwendet oder durch Zeichner des Verlages einwandfrei neu gezeichnet werden können. Die Beschriftung, die innerhalb der Zeichnung angebracht wird, ist nur mit weichem Bleistift einzutragen.

Fortsetzung auf der III. Umschlagseite

551.509.33

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien)

Über die Voraussage zeitlich gemittelter Höhenkarten für Zwecke mittelfristiger Wetterprognosen[1]

Von

Heinz Reuter

Zusammenfassung. Eine Überprüfung der von NAMIAS abgeleiteten Formel zur Konstruktion sogenannter Trendkarten an Hand 20 ausgewählter Höhenkarten in der Zeit vom November 1955 bis Mai 1956 ergab eine vollkommene Bestätigung der von NAMIAS für Amerika angegebenen Korrelationskoeffizienten und des Faktors der entsprechenden Regressionsgleichung für den mitteleuropäischen Raum, obwohl die Untersuchungen sich auf die 850 mb-Topographie bezogen zum Unterschied von NAMIAS, der die 700 mb-Fläche zugrunde legte. Durch eine sinngemäße Kombination der in der synoptischen Praxis üblichen Konstruktionsmethode für 24stündige Vorhersagekarten mit statistischen Überlegungen über die Abweichungen vom Normalwert gelingt die Ableitung einer Prognosenformel für eine dreitägige Mittelkarte, die als Grundlage für mittelfristige Wetterprognosen (Halbwochenprognosen) Verwendung findet. Die Formel weist gegenüber der Trendformel von NAMIAS den Vorteil auf, daß sie mit praktisch derselben Treffergenauigkeit einen wesentlich größeren Vorhersagezeitraum erfaßt.

Summary. Using 20 different contour charts during the period from November 1955 to May 1956 the formula for the construction of socalled trendcharts, primarily derived by NAMIAS, has been verified for Central Europe though the investigations were based upon data from the 850 mb-level instead of the 700 mb-level used by NAMIAS. Through a combination of the synoptic method for construction of forecast maps 24 hours in advance with statistic considerations about the departure from normals a formula is finally derived for a forecast of a three day mean chart. This formula has been successfully used for an extended forecast half week in advance. The described method shows an essential improvement upon the NAMIAS procedure since a much greater forecast period can be obtained with almost the same accuracy.

Résumé. La formule établie par NAMIAS en vue de construire les cartes d'évolution a fait l'objet d'un examen critique fondé sur la discussion de vingt cartes d'altitude de la période de novembre 1955 à mai 1956. Les valeurs des coefficients de corrélation données par cet auteur pour l'Amérique du

[1] Herrn Prof. Dr. H. FICKER zum 75. Geburtstag gewidmet.

Nord ainsi que le coefficient de l'équation de régression correspondante ont été confirmés pour l'espace européen, bien que les topographies étudieés n'aient pas été les mêmes (850 mb au lieu de 700 mb). Combinant les méthodes usuelles de construction des cartes de prévision de vingt-quatre heures à des critères statistiques d'écart à la normale, l'auteur établit une formule de prévision destinée à calculer une carte moyenne de trois jours servant de base à la prévision à moyenne échéance. Cette formule présente sur celle de NAMIAS l'avantage d'atteindre une plus longue période de prévision avec une égale exactitude.

Die Idee, zeitlich gemittelte Höhenkarten als Grundlage für mittelfristige Wettervorhersagen zu verwenden, stammt von NAMIAS [*1*]. Mit dem von NAMIAS entwickelten Verfahren konnten in den letzten 10 Jahren in den USA beachtliche Erfolge erzielt werden. Während in Europa meistens andere Wege zur Lösung des Problems der Mittel- und der Langfristprognose eingeschlagen wurden, konnten im Österreichischen Wetterdienst seit 1955 mit einer Methode, die dem Verfahren von NAMIAS sehr ähnlich ist, hinreichende Erfahrungen gesammelt werden. Über die bereits erzielten Erfolge gab unlängst KLETTER [*2*] einen Bericht.

Die ersten Versuche bestanden praktisch in einer sinngemäßen Kopierung des NAMIAS-Verfahrens. Doch zeigte sich bald die Notwendigkeit, sowohl auf Grund praktischer als auch theoretischer Erwägungen Modifikationen der ursprünglich eingeführten Methode durchzuführen und überdies gänzlich neue Gesichtspunkte zugrunde zu legen. Im folgenden soll über diese Untersuchungen ein vorläufiger Bericht gegeben werden. Ein abschließendes Urteil kann erst nach Vorliegen eines größeren Erfahrungsmaterials erwartet werden.

Den wesentlichsten Bestandteil der NAMIAS-Methode bildet die Konstruktion sogenannter Trendkarten. Als Trendkarte wird dabei eine aus insgesamt zehn Einzelwerten gemittelte Karte definiert. Während NAMIAS seinen Untersuchungen die 700 mb-Topographie zugrunde legte, wurden bei den im österreichischen Wetterdienst durchgeführten Berechnungen die 850 mb-Flächen verwendet. Bezüglich der Gründe, die für die Bevorzugung dieser Höhenfläche gegenüber anderen sprechen, sei auf die Arbeit von KLETTER [*2*] verwiesen. Bezeichnen wir mit h_{na} bezw. h_{np} die Höhen der 850 mb-Fläche am n-ten Tag ante und post meridiem (3 Uhr und 15 Uhr GMT), so erhalten wir für eine Trendkarte für das Fünftagemittel der Höhe H der absoluten Topographie der 850 mb-Fläche den folgenden Ausdruck:

$$H = \frac{1}{10}\left[h_{-2p} + h_{-1a} + h_{-1p} + h_{0a} + h_{0p} + h_{1a} + h_{1p} + h_{2a} + h_{2p} + h_{3a}\right] \quad (1)$$

Das von NAMIAS vorgeschlagene Verfahren geht von der Annahme aus, daß in (1) fünf Summanden bekannt sind, während die restlichen vorauszuberechnen sind. Die Prognose der Trendkarte soll also am *nullten* Tag mit dem letzten bekannten Wert h_{0p} stattfinden. Die negativen Indizes bezeichnen die Werte der Vergangenheit, die positiven diejeni-

gen der Zukunft. Die eigentliche Vorausberechnung beschränkt sich also darauf, die Summe

$$S = h_{1a} + h_{1p} + h_{2a} + h_{2p} + h_{3a} \tag{2}$$

zu ermitteln, ohne daß die darin auftretenden Einzelwerte zu bestimmen wären. Dies unterscheidet sich grundsätzlich von den in der Synoptik bekannten Methoden der Konstruktion von Vorhersagekarten, die immer für einen bestimmten Termin gelten. Die von NAMIAS angegebene Methode basiert auch auf einer denkbar einfachen statistisch gewonnenen Beziehung. Dabei wird untersucht, welche Korrelation zwischen der Abweichung des letzten bekannten Wertes vom Normalwert N des betreffenden Monats (h_{op}—N) und (S—$5N$) besteht. Die in den USA gefundenen Korrelationskoeffizienten (KKf) sind bei KLETTER in einer Tabelle zusammengestellt. Sie betragen durchschnittlich 0,66. NAMIAS leitet, durch diese relativ hohe Korrelation ermutigt, eine Regressionsgleichung

$$(S - 5N) = k\,(h_{op} - N) \tag{3}$$

ab und findet für $k = 3{,}0$, so daß seine Prognosenformel für die Summe (2)

$$S = 3\,h_{op} + 2N \tag{3a}$$

lautet.

Die Untersuchungen, über die nun berichtet werden wird, hatten folgendes Ziel vor Augen:

1. Überprüfung der Formel (3a) an Hand des bisher vorliegenden Erfahrungsmaterials im mitteleuropäischen Raum.

2. Ableitung anderer Prognosenformeln für die Summe S durch Einbeziehung von Methoden, die für die Konstruktion kurzfristiger Vorhersagekarten in der Synoptik Verwendung finden. Dabei sollten diese Untersuchungen wieder einem doppelten Zweck dienen, nämlich:

a) unter Beibehaltung des oben formulierten Prognosenproblems eine bessere Vorhersage der Größe S zu finden, als dies mit Formel (3a) möglich ist,

b) eine Erweiterung des Prognosenzeitraumes dadurch zu erlangen, daß Möglichkeiten gefunden werden, Summen zu berechnen, die mehr als fünf (zum Zeitpunkt der Prognose noch unbekannte) Einzelwerte enthalten.

Zwecks Überprüfung der Formel (3a) wurde bei 20 ausgewählten Wetterkarten (Zeitraum November 1955 bis Mai 1956) für je zehn im mitteleuropäischen Raum liegende Punkte des Druckfeldes, also insgesamt für 200 Fälle, der KKf zwischen (h_{op}—N) und (S—$5N$) berechnet. Er ergab sich zu 0,67, der entsprechende Faktor der Regressionsgleichung $k = 3{,}03$. Man sieht, daß dies eine nahezu vollständige Übereinstimmung mit den von NAMIAS in Amerika gewonnenen Ergebnissen bedeutet.

Dies ist umso bemerkenswerter, als unsere Untersuchungen, wie oben erwähnt, nicht mit der 700 mb- sondern mit der 850 mb-Fläche durchgeführt wurden.

Um nun zu einer Verbesserung der Methode gegenüber der durch die Formel (3a) zum Ausdruck gebrachten zu gelangen, wurden folgende Überlegungen angestellt. Da im täglichen synoptischen Dienst eine 24stündige Vorhersagekarte des Bodendruckfeldes konstruiert wird[1], ist es leicht möglich, durch entsprechende Abschätzung der relativen Topographie 850/1000 mb zu einer Vorhersage der Größe h_{1a} in (2) zu gelangen. Wir wollen diesen so prognostizierten Wert mit V bezeichnen. Dazu ist noch zu bemerken, daß dieser Wert V wesentlich früher zur Verfügung steht, als der in der Trendkarte (1) als letzter bekannter Wert angesehene Betrag[2] von h_{op}.

Es wurde nun für dieselben 200 Fälle wie früher der KKf zwischen $(V-N)$ und $(S-5N)$ ermittelt. Er berechnete sich zu 0.68, der entsprechende Faktor der Regressionsgleichung zu 2,82. Damit konnte gezeigt werden, daß praktisch mit demselben Erfolg zur Berechnung der Summe S die Formel

$$S = 3V + 2N \tag{4a}$$

Verwendung finden kann wie die NAMIAS-Formel (3a), wobei der eben erwähnte Vorteil zu betonen ist, daß der Wert V wesentlich früher zur Verfügung steht. Daher ist es möglich, zu einem Zeitpunkt, bei dem von der gesamten Trendkarte (1) nur vier Werte, nämlich h_{-2p} bis h_{oa} bekannt sind, eine Vorhersage über die Größe der restlichen, aus sechs Werten bestehenden (unbekannten) Summe zu treffen. Dies geht deshalb, weil der Wert h_{op} sicherlich hinreichend genau durch $(h_{oa} + V)/2$ angenähert werden kann. Wir erhalten daher als Prognosenformel:

$$S' = h_{op} + S = (V + h_{oa})/2 + 3V + 2N. \tag{4b}$$

Die Formel (4b) weist gegenüber der ursprünglichen Berechnungsart der Summe S nach (3a) nur den Vorteil auf, daß die Prognose einige Stunden früher durchgeführt werden kann. Eine größere Genauigkeit der Abschätzung der unbekannten Summe S ist auf diese Weise nicht unbedingt zu erwarten, wie die oben angegebenen KKf zeigen.

Es wurde daher versucht, mit Hilfe einer Mehrfachkorrelation die Koeffizienten der folgenden Regressionsgleichung

$$(S-5N) = k_1(h_{op}-N) + k_2(V-N) \tag{5}$$

zu bestimmen. Es ergab sich unter Verwendung desselben Beobachtungsmaterials $k_1 \cong 1$ und $k_2 \cong 2$, so daß (5)

$$S = h_{op} + 2V + 2N \tag{5a}$$

zu schreiben ist. Dies stellt nun eine *neue* Prognosenformel dar. Die Überprüfung der damit durchgeführten Berechnungen ergab einen KKf von

[1] Bezüglich der Konstruktionsmethode s. REUTER [3].

[2] Die Vorhersagekarte der 850 mb-Fläche (Wert V) stand praktisch am Prognosentag (nullter Tag) um 10 Uhr GMT zur Verfügung, während der Wert von h_{op} frühestens um 18 Uhr GMT einlangte.

0,69, was eine — wenn auch nur geringfügige — Verbesserung gegenüber der NAMIAS-Formel (3a) bedeutet.

Man kann schließlich mittels des Vorhersagewertes V auch noch auf folgende Weise eine Erweiterung des Prognosenzeitraumes erreichen. Der Wert V stellt nämlich sicherlich eine hinreichende Näherung des am ersten Tag nach der Prognose zu erwartenden Frühwertes, d. h. von h_{1a} in der Trendkarte (1), dar. Berechnet man an Hand desselben Materials den KKf zwischen diesen beiden Werten, so ergibt sich dafür ein solcher von 0,8 bis 0,9. Man kann daher auch die Formel (3a) gewissermaßen mit V als letztem bekannten Wert benützen und erhält dann auf diese Weise die Abschätzung der Summe der fünf *nach* V bezw. h_{1a} folgenden Werte zu

$$h_{1p} + h_{2a} + h_{2p} + h_{3a} + h_{3p} = 3V + 2N. \tag{6}$$

Diese Formel hat auf Grund der eben angeführten KKf zweifellos Berechtigung. Ein Vergleich mit (4a) lehrt allerdings, daß auch die Summe S nach (2) durch dieselbe Formel zu berechnen wäre, was streng genommen nicht zutreffen dürfte, da diese um einen Termin hinter der Summe (6) zurückliegt. Daß aber die Formel (6) doch mit derselben Genauigkeit wie die Formel (4a) zu verwenden ist, zeigen die hohen Korrelationen zwischen V einerseits und h_{op} und h_{1a} andererseits, die in beiden Fällen zwischen 0,8 und 0,9 liegen.

Mit Hilfe der Formel (6) kann man jetzt den Prognosenzeitraum gegenüber der ursprünglichen Methode um einen Termin vergrößern. Wir erhalten, wenn wir wieder $h_{op} = (h_{oa} + V/^2)$ setzen, für

$$S'' = h_{op} + h_{1a} + h_{1p} + h_{2a} + h_{2p} + h_{3a} + h_{3p} = (h_{oa} + V)/2 + 4V + 2N. \tag{6a}$$

Diese Formel wurde *erweiterte Trendformel*, die damit konstruierte Karte *erweiterte Trendkarte* genannt. Es handelt sich dabei um die Prognose einer vollständigen dreitägigen Mittelkarte mit Hilfe des letzten verfügbaren Wertes h_{oa} (Frühtermin des Prognosentages), der auf Grund synoptischer Methoden für den Frühtermin des Folgetages vorausgesagten Größe V und des für den betreffenden Monat gültigen Normalwertes N.

Die Formel (6a) hat sich für Zwecke halbwöchentlicher Wettervorhersagen in einer nunmehr über ein halbes Jahr durchgeführten Prognosenserie sehr gut bewährt. Ein diesbezüglicher Erfahrungsbericht wird nach Vorliegen einer ganzjährigen Serie veröffentlicht werden.

Zusammenfassend können wir betonen, daß durch Kombination synoptischer Vorhersagemethoden (Konstruktion 24stündiger Vorhersagekarten) mit statistischen Überlegungen eine Möglichkeit gegeben wird, mit relativ großer Genauigkeit zeitlich gemittelte Höhenkarten (in unserem Falle die 850mb-Topographie) vorauszusagen, und zwar nach Formel (6a) dreitägige Mittelwerte. Ob dieselben im Sinne der von NAMIAS vorgeschlagenen Methode mit Hilfe bereits bekannter Werte aus der Vergangenheit zu fünftägigen Trendkarten ergänzt werden, bevor sie

zur eigentlichen Wetterprognose herangezogen werden, oder — wie dies die Praxis im österreichischen Wetterdienst als vorteilhaft erwiesen hat — für sich selbst als dreitägige Mittelkarte, die den für die Vorhersageperiode zu erwartenden mittleren Zustand repräsentiert, Verwendung finden, bleibt der jeweiligen praktischen Erfahrung vorbehalten.

Trotz der bisher mit der hier geschilderten Methode erzielten Erfolge kann es nicht zweifelhaft sein, daß die Formel (6 a) weitere Verbesserungen zuläßt und daß solche sehr wünschenswert sind. Vor allem ist die Rolle, die der Normalwert N bei der Prognose der mittleren Höhenkarte spielt, genau zu untersuchen. Eine diesbezügliche Arbeit ist von KLETTER durchgeführt worden und wird an anderer Stelle veröffentlicht. Eigene in der letzten Zeit begonnene, aber noch nicht abgeschlossene Untersuchungen beschäftigten sich mit dem Problem, Beziehungen zwischen räumlichen und zeitlichen Mittelwerten herzustellen. Für solche Überlegungen sprechen auch rein theoretische Gründe, wie sich zumindest im barotropen Fall zeigen läßt. Über die Resultate wird zu gegebener Zeit berichtet werden. Man kann auf diese Weise Formeln ableiten, die überhaupt nicht mehr den Normalwert enthalten, sondern statt dessen eine Korrelation zu geeigneten *räumlichen* Mittelwerten der Vergangenheit.

Für wertvolle Hilfe bei der Berechnung der verschiedenen in der vorliegenden Arbeit auftretenden KKf möchte ich Herrn Dr. K. CEHAK meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Literatur

1. NAMIAS, J.: Extended forecasting by mean circulation methods. Washington, US-Weather Bureau, Febr. 1947.
2. KLETTER, L.: Praktische Erfahrungen mit einer neuen Methode zur Ausarbeitung mittelfristiger Wetterprognosen. Arch. Met. Geoph. Biokl., Serie A, **9**, 264—293 (1956).
3. REUTER, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Springer, Wien 1954.

551.509.33

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien)

Grenzen der Anwendbarkeit und Erweiterung der Trendmethode von Namias[1]

Von

Leopold Kletter

Zusammenfassung. Es wird gezeigt, daß die von J. Namias abgeleiteten Gleichungen zur Berechnung zeitlich gemittelter Höhenvorhersagekarten (Trendkarten) nicht bedingungslos angewendet werden dürfen. Sie gelten streng genommen nur dann, wenn die Drucklage einen Trend zur Normallage hin aufweist. Beim gegensinnigen Trend besteht vor allem in den Regressionsgleichungen ein innerer Widerspruch.

Ferner wird ein Verfahren beschrieben, mit dessen Hilfe zeitlich erweiterte Trend- und Trendtendenzkarten gewonnen werden können. Zu diesem Zweck wird die synoptische Vorhersagekarte verwendet. Mit dieser, ferner mit der Temperaturverteilung im 850 mb-Niveau und mit der vorhergesagten Frontenlage wird eine vorhergesagte Topographie der 850 mb-Fläche berechnet. Mit den so erhaltenen Werten wird nun in die Trend- und Trendtendenzformel eingegangen, wodurch man um 36 Stunden weiter in die Zukunft hineinreichende erweiterte Trend- und Trendtendenzkarten bekommt.

Summary. The equations derived by J. Namias for the calculation of high-level forecasting maps averaged over certain periods (trend maps) are shown not to be unconditionally applicable. Strictly speaking they are valid only if the pressure conditions show a trend to the normal state. In case of an opposite trend the regression equations contain an inner contradiction. Furthermore, a method is described by which trend and trend tendency maps for a longer period can be designed. For this purpose the synoptical forecasting map is used. By means of this map, of the temperature distribution in the 850 mb-level, and of the predicted positions of fronts a predicted topography of the 850 mb-surface is calculated. By applying these values to the trend and trend tendency formula a trend and trend tendency map is obtained extended to the future by 36 hours.

Résumé. Les relations établies par Namias et destinées à calculer d'avance des cartes de prévision en altitude ne sont pas toujours valables. Elles ne se vérifient que lorsque la situation isobarique tend vers un état normal; dans le cas contraire, les équations de régression renferment une contradiction interne.

[1] Herrn Prof. Dr. H. Ficker zum 75. Geburtstag gewidmet.

L'auteur décrit un procédé apte à dresser des cartes d'évolution et de tendance évolutive et qui utilise la carte synoptique de prévision. Grâce à celle-ci et en faisant appel en outre à la répartition de la température au niveau de 850 mb et à la position probable des fronts, on peut calculer à l'avance la topographie de la surface de 850 mb. On applique alors la formule d'évolution et de tendance évolutive, ce qui aboutit à des cartes portant sur l'intervalle futur de trente-six heures.

Die seit 1955 in der Wetterabteilung der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik verwendete Trendmethode von NAMIAS zur Vorhersage des Wetters über mittelfristige Zeiträume wurde im letzten Jahr in Wien verschiedentlich modifiziert und weiterentwickelt. Zunächst konnte von H. REUTER [*1*] der wichtige Beweis erbracht werden, daß die von NAMIAS verwendeten Prognosenformeln tatsächlich auch auf den mitteleuropäischen Raum anwendbar sind. Diese Untersuchungen wurden mit der 850mb-Fläche durchgeführt. NAMIAS arbeitete bekanntlich mit der 700mb-Topographie. Der für den mitteleuropäischen Raum durchgeführte Übergang vom 700mb-Niveau zum 850mb-Niveau war demnach voll berechtigt. Ferner lag nach $1^1/_2$jähriger praktischer Anwendung der Trendformel genügend Material vor, um die mit ihrer Hilfe erzielten Ergebnisse kritisch zu überprüfen. Es zeigte sich, daß die Methode in vielen Fällen brauchbare Resultate liefert, daß ihr aber bestimmte Grenzen gesetzt sind, die nur durch Modifikationen der Ausgangsgleichungen weiter ausgedehnt werden können. Besonders problematisch erscheint der in den Formeln von NAMIAS eine so wichtige Rolle spielende Normalwert N. In vorliegender Arbeit wird versucht ein Kriterium dafür zu finden, bei welchen Wetterlagen der Normalwert N ohne Bedenken verwendet werden darf und bei welchen Entwicklungen Vorsicht geboten ist.

I. Diskussion der Trendformel

Bekanntlich erhält man die über 10 Werte zeitlich gemittelte vorhergesagte Höhenkarte durch eine Punkt für Punkt vorgenommene numerische Ausrechnung der Trendformel (2), die nach Substitution der unbekannten Größen h_{1a}, h_{1p}, h_{2a}, h_{2p}, h_{3a} durch die bekannten Größen h_{op} und N gewonnen wird. Die h_{na} bzw. h_{np} sind dabei die Höhen der 850mb-Fläche am n-ten Tag ante oder post meridiem, bezogen auf einen Punkt des Prognosengebietes. h_{op} ist als der zuletzt beobachtete Wert bekannt, N ist der Normalwert für den entsprechenden Monat über dem entsprechenden Punkt des Prognosengebietes.

Die vorgenommene Substitution führt zu der wichtigen Regressionsgleichung:

$$S = 3\,h_{op} + 2\,N. \tag{1}$$

Mit ihrer Hilfe ergibt sich für das Fünftagemittel der Höhe H der absoluten Topographie der 850mb-Fläche die Trendformel:

$$H = \frac{1}{10}\,(h_{-2p} + h_{-1a} + h_{-1p} + h_{oa} + 4\,h_{op} + 2\,N). \tag{2}$$

Sie erstreckt sich über den Zeitraum $(-2p)$ bis $(+3a)$.

Soeben erschien: *Dezember 1956*

Physik des täglichen Lebens

Eine Anleitung zu physikalischem Denken und zum Verständnis der physikalischen Entwicklung

Von

Dr. rer. nat. **Walther Gerlach**

o. ö. Professor für Experimentalphysik, Vorstand des I. Physikalischen Instituts der Universität München

VII, 187 Seiten Gr.-8°. 1957. Englische Broschur DM 12,60

Die Physik des täglichen Lebens erschöpft sich nicht mehr in Kochtopf und Wasserleitung, Heizung und Beleuchtung, Fahrrad und Kleidung, allenfalls noch Radio und Musikinstrumenten; es gibt schlechthin *nichts* in unserem Leben, was nicht — sei es jedem erkennbar, sei es nur vom Fachmann durchschaubar — auf dem physikalischen Wissen aufbaut und mit seiner Erweiterung sich dauernd umgestaltet. Die Veränderungen in der letzten Vergangenheit, der Gegenwart und ganz sicher der nächsten Zukunft beschränken sich nicht auf das Materielle, auf die „Technisierung" und damit die sozialen Lebensbedingungen und Lebensformen. Während die physikalische Forschung die Grenze des Transzendenten dauernd verschob, hat sich auch eine neue Stellung zu den alten philosophischen

---

SPRINGER-VERLAG / BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

Zu beziehen durch Ihre Buchhandlung

Problemen — wie Raum und Zeit, Ursache und Wirkung — und neuartige philosophische Fragen gebracht; und heute verlangen die von der Physik dem Menschen in die Hand gegebenen technischen Möglichkeiten ethische Entscheidungen größter Tragweite: es geht um Menschentum und Menschenwürde, Sein oder Nicht-Sein der Menschheit.

Das hier der Öffentlichkeit übergebene Büchlein, aus Vorlesungen im Nachtstudio des bayerischen Rundfunks im Winter 1952/53 hervorgegangen, bringt von all dieser Problematik fast nichts. Es möchte aber dem Leser, der wenig, vor allem kein wissenschaftlich fundiertes physikalisches Wissen hat, zum Verständnis bringen, wie die Entwicklung zu dieser Problematik führte, eine Einsicht geben in die Folgerichtigkeit dieser Entwicklung und in die Einheitlichkeit des Systems der Physik.

In weiten Kreisen besteht heute das Verlangen nach einem tieferen Einblick in die Physik. Dieses zu erfüllen, soll mit einer einheitlichen Darlegung verschiedenartiger Bereiche der physikalischen Wissenschaft versucht werden. Keineswegs soll dem Laien ein „populäres Lehrbuch" gegeben werden, sondern so etwas wie eine Architektur des Gebäudes der Physik — so wie man herrliche Bauten einer großen Kunstperiode aus den bestimmenden Elementen und den großen Zügen ihrer Verbindungen analysieren und verstehen kann, ohne die einzelnen konstruktiven Gesetze und Maßnahmen aufspüren und kennen zu müssen.

Es wird so wenig als möglich vorausgesetzt, eigentlich nur die Bereitschaft, unvoreingenommen den Gedankengängen zu folgen. Auf jede abstrakte Darstellung — seien es schematische Abbildungen oder mathematische Formeln — wird verzichtet.

Letzten Endes geht es dem Verfasser nicht einmal um die Physik als solche. Weil sie dank ihrer Methode zu so tiefen, bedeutungsvollen Einsichten in die Natur führte und zugleich trotz ihrer Geschlossenheit ein in stetiger Ausdehnung und Vertiefung begriffenes System ist, stellt die 350jährige Geschichte der physikalischen Forschung einen integrierenden Teil der menschlichen Geistesgeschichte dar: zu ihm soll suchenden Menschen der Weg geebnet werden.

SPRINGER-VERLAG / BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

Hiermit bestelle ich:

_____ Expl. **Gerlach, Physik des täglichen Lebens.**

1957. Engl. Broschur DM 12,60

(Springer-Verlag / Berlin · Göttingen · Heidelberg)

Name (möglichst Stempel): _____
und Unterschrift

_____

Genaue Adresse: _____

_____ Datum: _____

12. 56. 445.

POSTKARTE

An die Buchhandlung

INHALTSVERZEICHNIS

Der atomistische Bau der Materie

Die Wissenschaft als Allgemeingut der Menschen. — Alte und neue Physik. — Gravitation und freier Fall. — Prüfungen des Gravitationsgesetzes. — Die Fallbewegung. — Trägheitsgesetz und Impulsgesetz. — Atmosphäre und Luftdruck. — Die Aggregatzustände. — Die Brownsche Molekularbewegung. — Die kinetische Atomistik. — Robert Mayer und der Energiesatz. — Kraft und Energie. — Das mechanische Wärmeäquivalent. — Energiesatz und Sonnensystem. — Temperatur und Wärmeenergie. — Gefrieren und Schmelzen. — Wärmevorgänge in der Atmosphäre. — Die chemischen Elemente. — Die chemische Atomistik. — Die Größe der Atome. — „Atomstrahlen". — Die Aggregatzustände — atomistisch betrachtet: die Verflüssigung der Gase.

Die Atomistik der Elektrizität

Reibungselektrizität und Elektrolyse. — Die Entdeckung des Elektrons. — Die elektrische Natur der chemischen Bindung; die Ladungseinheit. — Das periodische System der Elemente. — Elektrische und magnetische Grunderscheinungen. — Das magnetische Feld eines Magneten. — Das magnetische Feld eines elektrischen Stromes. — Die elektromagnetische Kraft. — Die elektromagnetische Induktion. — Induktion und Energiesatz. — Atomistische Darstellung von elektromagnetischer Kraft und Induktion. — Elektrischer Widerstand und elektrische Energie. — Elektrolyse und elektrisches Ladungsquantum. — Atomistische Darstellung des elektrischen Stromes. — Stromleitung in Gasen; das freie Elektron. — Ionisation und Stoßionisation. — Die Kathodenstrahlen. — „Selbständige Entladung"; Funken und Blitz. — Die Masse des Elektrons. — Die Durchlässigkeit der Atome für Elektronen.

Bau und Energie der Atomkerne

Entdeckung der Radioaktivität. — Die Analyse des Alpha-Teilchens. — Die Entdeckung des Atomkerns. — Das Rutherfordsche Atommodell. — Die Analyse des Beta-Zerfalls. — Die γ-Strahlung. — Die radioaktiven Zerfallsreihen. — Das radioaktive Zerfallsgesetz. — Geigerrohr und Wilsonkammer. — Die Analyse der Atomkerne. — Atomkernreaktionen, Atomkernenergie. — Das Neutron. — Die isotopen Elemente. — Die Trennung von Isotopen. — Neutronen-Kernreaktionen. Die künstlich-radioaktiven Isotope. — Anwendungen der künstlich-radioaktiven Isotopen. — Die Uran-Neutronen-Kern-Reaktionen. — Die Atomkernenergie. — Die thermo-nuclearen Reaktionen. — Das Positron und die Zerstrahlung der Materie.

SPRINGER-VERLAG / BERLIN · GÖTTINGEN · HEIDELBERG

Die elektromagnetische Strahlung

Strahlung als Energieform. — Die Zerstreuung des Lichts. — Farbige Lichterscheinungen. — Die Fortpflanzung des Lichts in Materie; die Lichtbrechung. — Der ultrarote Spektralbereich. — Der ultraviolette Spektralbereich. — Die Empfindlichkeitskurve des Auges. — Der „Spektralapparat". — Absorptionsspektra. — Spektral- und Pigmentfarben. — Atomabsorption; die Absorption der Luftgase. — Die Emissionsspektra der Atome. — Die „Fraunhoferschen Linien". — Energetische Beziehungen. — Farben dünner Plättchen. — Das Interferenzprinzip. — Das elektromagnetische Spektrum. — Frequenz und Wellenlänge. — Beugung und Interferenz. — Atmosphärische Farbenerscheinungen. — Temperaturstrahlung — Schwarze Strahlung. — Temperatur und Strahlungsfrequenz.

Die Atomistik der Strahlung

Das Strahlungs-energiequant. — Die Anregung des Atomleuchtens. — Die Atomspektren; Quantentheorie des Atombaus. — Das kontinuierliche Röntgenspektrum. — Die Röntgenlinienspektren. — Der Aufbau der Atome. — Die Balmer-Serie. — Resonanz- und Fluoreszenzstrahlung. — Die Leuchtstofflampen. — Der lichtelektrische Effekt. — Photochemie und Chemoluminiszenz. — Die chemische Spektralanalyse. — Probleme der Röntgentechnik. — Nochmals unsere Atmosphäre. — Materialisation der Strahlung. Zerstrahlung der Materie.

Sichtbares und unsichtbares Licht. Von Dr. **Eduard Rüchardt,** o. Professor für Physik an der Universität München. Zweite, verbesserte Auflage. 6.—11. Tausend. (Verständliche Wissenschaft, Band 35.) Mit 137 Abbildungen. VIII, 168 Seiten Kl.-8°. Ganzleinen DM 7,80

Die Wissenschaft von den Sternen. **Ein Überblick über Forschungsmethoden und -Ergebnisse der Fixsternastronomie.** Von Professor Dr. **W. Kruse,** weil. Observator der Sternwarte Hamburg-Bergedorf. Zweite, verbesserte Auflage. Bearbeitet von Dr. **W. Dieckvoß,** Assistent an der Sternwarte Hamburg-Bergedorf. 6.—11. Tausend. (Verständliche Wissenschaft, Band 43.) Mit 106 Abbildungen. XII, 179 Seiten Kl.-8°. Ganzleinen DM 7,80

Die Kometen. Von Professor Dr. **K. Wurm,** Hamburg-Bergedorf. 1.—6. Tausend. (Verständliche Wissenschaft, Band 53.) Mit 77 Abbildungen. VII, 160 Seiten Kl.-8°. Ganzleinen DM 7,80

Die Erde als Planet. Von Dr. phil. **Karl Stumpff,** a. o. Professor i. R., Lehrbeauftragter für Astronomie an der Universität Göttingen. Zweite, verbesserte und erweiterte Auflage. 6.—11. Tausend. (Verständliche Wissenschaft, Band 42.) Mit 57 Abbildungen. VI, 176 Seiten Kl.-8°. Ganzleinen DM 7,80

---

12. 56. 450.

Das größte Gewicht in der Trendformel besitzt der Wert h_{op}, also der letzte verfügbare Meßwert der absoluten Topographie der 850 mb-Fläche. In 4 h_{op} sind 40% aller Summanden vereinigt. Es spiegelt sich darin die Erhaltungstendenz des Wetters deutlich wider. Bei raschen Druckänderungen macht sich der Wert $4h_{op}$ zusammen mit den übrigen Meßwerten stark ausgleichend bemerkbar. Kurzperiodische Druckschwankungen werden dadurch von der Trendformel kaum erfaßt, sondern in erster Linie *Wellen von mittelfristiger Größenordnung*. Die in der synoptischen Tageskarte z. B. in Erscheinung tretenden dreistündigen Druckänderungen haben in der Trendformel mehr oder weniger den Charakter eines „meteorologischen Lärms". Durch die Trendformel werden also hauptsächlich die Veränderungen von quasistationären Druckgebieten beschrieben, was ja auch ihr innerer Sinn ist.

Der Wert $2N$ erteilt den Isolinien eine Drehung zur Normallage, d. h. zu einem im Mittel westöstlichen Verlauf. Wenn man Großwetterlagen als mehr oder weniger starke Abweichungen vom Normalzustand, oder als Pendelbewegungen um die Normallage auffaßt, so werden immer dann gute Treffer zu erwarten sein, wenn sich das Pendel gerade im Zurückschwingen zur Normallage befindet. Ist jedoch das Pendel im Zustand des Ausschwingens, dann tritt durch den Faktor $2N$ eine unrealistische Dämpfung der Pendelbewegung ein.

Ein weiterer Nachteil der Trendformel liegt darin, daß die Veränderungen des Druckfeldes in der Nachbarschaft der Gitterpunkte nicht berücksichtigt werden. Druckschwankungen in der Atmosphäre hängen aber wesentlich vom horizontalen Massentransport über einem Niveau ab [*3*].

II. Diskussion der Trendtendenzformel

Nach analogen, wie auf Seite 1 und 2 durchgeführten Substitutionen findet man für Trendtendenzen folgende Regressionsgleichung:

$$\overline{S} = 2\,h_{op} + 2\,N \tag{3}$$

Die Trendtendenzformel hat dann die Form:

$$T = \frac{1}{10} \cdot (2\,h_{op} + 2\,N - h_{-1a} - h_{-2p} - h_{-2a} - h_{-3p}) \tag{4}$$

Setzt man:

$$h_{-1a} + h_{-2p} + h_{-2a} + h_{-3p} = \overline{H} \tag{5}$$

so wird, nach Einsetzen in (4):

$$T = \frac{1}{10} \cdot (\overline{S} - \overline{H}) \tag{6}$$

Je nachdem ob $\overline{S} \gtreqless \overline{H}$, wird T positiv, gleich Null oder negativ. Fassen wir Wetterlagen als Pendelbewegungen um die Normallage auf, so wird im allgemeinen gelten:

a) im SW-Sektor:

$$h_i < N \tag{7}$$

$\frac{\overline{H}}{4} < h_{op} < N$ beim Zurückschwingen in die Normallage (8)

$N > \frac{\overline{H}}{4} > h_{op}$ beim Ausschwingen in eine SW- bis S-Lage (9)

b) im NW-Sektor:

$$h_i > N \tag{10}$$

$\frac{\overline{H}}{4} > h_{op} > N$ beim Zurückschwingen in die Normallage (11)

$N < \frac{\overline{H}}{4} < h_{op}$ beim Ausschwingen in die NW- bis N-Lage (12)

Aus (8) folgt: $\overline{H} < 4h_{op}$ und nach Berücksichtigung

von (3) $\overline{H} < 2\overline{S} - 4N$

ferner nach (8): $\overline{H} < + 4N$ und nach Addition

$2\overline{H} < 2\overline{S}$ und weiter

$$\overline{H} < \overline{S} \tag{13}$$

d. h. die Trendtendenz T wird nach (6) im SW-Sektor bei Annäherung der h_i-Werte an den Normalwert N positiv. Ebenso folgt aber aus Ungleichung (11):

$$\overline{H} > \overline{S} \tag{14}$$

d. h. die Trendtendenz T wird nach (6) im NW-Sektor bei Annäherung der h_i-Werte an den Normalwert N negativ.

Aus (9) folgt: $h_{op} < \frac{\overline{H}}{4}$ und $2h_{op} < \overline{H}$

Andererseits ist $N > \frac{\overline{H}}{4}$ oder $2N > \frac{\overline{H}}{2}$

Nach (3) ist:

$\overline{S} = 2h_{op} + 2N$

Der eine Teil des Ausdruckes $\overline{S}$ ist also $< \frac{\overline{H}}{2}$ der andere $< \frac{\overline{H}}{2}$ Beim Ausschwingen von der Normal- in die SW- bis S-Lage sollte aber $\overline{S} < \overline{H}$ werden. Das könnte aber nur eintreten, wenn $h_{op} > N$ ist, was mit Voraussetzung (9) in Widerspruch steht. Die Ungleichung $\overline{S} < \overline{N}$ ist also unter Voraussetzung (9) existenzwidrig. Das bedeutet aber, daß in diesem Fall die Regressionsgleichung (3) nicht gelten kann.

In ähnlicher Weise läßt sich zeigen, daß bei Voraussetzung (12) die Ungleichung

$$\overline{S} > \overline{H}$$

nicht bestehen kann. Das bedeutet aber, daß auch in diesem Fall die Annahme einer Regression in der Form (3) zu Sinnwidrigkeiten führt.

Wir kommen also zu dem Schluß, *daß man die von Namias angegebene Regressionsgleichung* $\overline{S} = 2h_{op} + 2N$ *nur dann verwenden darf, wenn die Drucklage einen Trend zur Normallage hin aufweist. Beim gegensinnigen Trend besteht in der Regressionsgleichung für die Trendtendenz ein innerer Widerspruch.*

III. Die erweiterte Trendformel

Schon früher (Seite 441) wurde darauf hingewiesen, daß die Veränderungen des Druckfeldes in der Nachbarschaft der Gitterpunkte durch die Trendformel unberücksichtigt bleiben. Um diesem Nachteil zu begegnen und gleichzeitig den Vorhersagezeitraum noch zu erweitern, wurde die synoptische Vorhersagekarte zur Mittelfristprognose herangezogen. Die synoptische Vorhersagekarte entsteht bekanntlich durch Verlagerung der 24stündigen Druckänderungsgebiete mit Hilfe der Höhenströmung im 500 mb-Niveau [*4*]. Mittels des Verfahrens der graphischen Addition werden die Werte der verlagerten 24stündigen Druckänderungen zur Bodenkarte hinzugefügt. Dadurch entsteht eine vorhergesagte Bodenkarte für den Zeitpunkt der nächsten 24 Stunden. Nun wird die vorhergesagte Bodenkarte in eine 1000 mb-Topographie umgewandelt und zwar durch einfaches Umnumerieren. 1000 mb entsprechen der geopotentiellen Höhe 0, 1005 mb der Höhe + 4 gpdm, 995 mb dagegen — 4 gpdm usw.

Mit Hilfe einer Temperaturkarte im 850 mb-Niveau und der Vorhersagekarte wird nun die in den nächsten 24 Stunden mutmaßliche Temperatur- und Luftmassenverteilung im 850 mb-Niveau bestimmt. Dabei wird auch die vorhergesagte Frontenlage berücksichtigt. Durch dieses Verfahren wird der Nachteil der Trendkarte, die Druckänderungen in der Nachbarschaft der Gitterpunkte unberücksichtigt läßt, beseitigt.

Zur praktischen Durchführung des Verfahrens wurden entsprechend der über einem Gebiet strömenden Luftmasse folgende Temperaturgradienten postuliert:

Luftmasse	
mAK, *cAK*	wenn Temp. in 850 mb unter — 4 Grad: Gradient 8°/1000 m
mG_AK, mG_AW	wenn Temp. in 850 mb — 4 bis 3 Grad: Gradient 7°/1000 m
mG_TK, mG_TW	wenn Temp. in 850 mb 3 bis 9 Grad: Gradient 6°/1000 m
mTW	wenn Temp. in 850 mb über 9 Grad: Gradient 5°/1000 m

Die *Mitteltemperatur*, mit der man in Tabelle (1) eingehen muß, erhält man, wenn zur Temperatur im 850 mb-Niveau folgende Werte addiert werden:

mAK, *cAK*	5 Grad
mG_AK, mG_AW	4,5 Grad
mG_TK, mG_TW	4 Grad
mTW	3,5 Grad

Die Werte in Tabelle (1) werden zur jeweiligen Höhe der 1000 mb-Fläche, ausgedrückt in geopotentiellen Dekametern (*gpdm*), hinzugezählt, wodurch man die *vorhergesagte 850 mb-Karte* für die nächsten 24 Stunden erhält.

Tabelle (1)

Mitteltemp. Grad C	0	−2	−4	−6	−8	−10	−12	−14	−16	−18	−20
gpdm	129	128	128	127	126	125	124	123	122	121	120

Mitteltemp. Grad C	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
gpdm	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139

Die Trendkarte wird für die Termine, die in der ersten Zeile des nachstehenden Schemas stehen, berechnet.

−2a	−1a	−1p	0a	0p	1a	1p	2a	2p	3a		
			0a	0p	1a	m	V	2p	3a	3p	4a	4p

Die Termine (− 2a, − 1a, − 1p, 0a, 0p) gehören der Vergangenheit an, die Termine (1a, 1p, 2a, 2p, 3a) der Zukunft. Mit der Berechnung wird am 1. Tage um 08 Uhr früh begonnen. Die Werte für den Termin (1a) liegen gegen 12 Uhr vor. Mit der Berechnung der vorhergesagten 850 mb-Karte wird um 12 Uhr begonnen, sie ist spätestens um 13 Uhr durchgeführt. Die Berechnung liefert die Werte für den 24 Stunden weiter in der Zukunft liegenden Termin (2a), und zwar die Werte V. Zu diesem Zeitpunkt sind auch alle Werte für den Termin (1a) bereits vorhanden. Der entsprechende Wert für den Termin (1p), der Wert m, wird durch Mittelbildung gewonnen, und zwar ist $m = \frac{h_{1a} + V}{2}$.

Um 13 Uhr kann nun mit der Berechnung der *erweiterten Trendkarte* begonnen werden. Gegeben sind nunmehr die Werte (h_{0a}, h_{0p}, h_{1a}, h_m, h_V), unbekannt sind die Werte (h_{2p}, h_{3a}, h_{3p}, h_{4a}, h_{4p}). Wendet man auf diese Werte die Trendformel (5) mit entsprechender Regression (4) an, so erhält man für den erweiterten Trendwert H':

$$H' = \frac{1}{10}(h_{0a} + h_{0p} + h_{1a} + m + 4V + 2N). \qquad (21)$$

Auf der rechten Seite der Gleichung (21) sind alle Werte bekannt, H' kann aus ihnen berechnet werden. Die mit Hilfe dieser Gleichung berechnete erweiterte Trendkarte erstreckt sich über den Zeitraum ($0a$) bis ($4p$). Sie reicht also um 36 Stunden weiter in die Zukunft hinein als die Trendkarte.

IV. Diskussion der erweiterten Trendformel

Während in der Trendgleichung das größte Gewicht der Wert h_{0p}, also der letzte verfügbare Meßwert, besitzt, vereinigt in der erweiterten Trendformel der Wert V 40% aller Summanden auf sich. Damit wird also die in der Trendkarte oft übertrieben zum Ausdruck gebrachte Erhaltungstendenz einer einmal eingetretenen Drucklage überwunden. Aller-

dings geht auch jeder Fehler, der bei der Konstruktion der Vorhersagekarte unterläuft, vierfach ein. Er wird aber durch die Meßwerte h_{oa}, h_{op}, h_{1a} und z. T. auch durch m wieder vermindert. Alles in allem genommen erhält die Drucklage durch den Wert $4\,V$ einen markanten Trend, den auch die Druck- und Luftmassenentwicklung der Nachbarschaft der Gitterpunkte mithervorruft. Die erweiterte Trendkarte bringt daher die Mittelfristprognose um einen bedeutenden Schritt weiter.

V. Die erweiterte Trendtendenzformel

Man erhält diese, indem man in Gleichung (9) an Stelle der Werte $(h_{-3p}, h_{-2a}, h_{-2p}, h_{-1a}, h_{-0p})$ die Werte $(h_{-1a}, h_{-1p}, h_{-0a}, h_{-0p}, V)$ setzt. Die erweiterte Trendtendenzformel hat dann die Form:

$$T' = \frac{1}{10}(2\,V + 2\,N - h_{0p} - h_{0a} - h_{-1p} - h_{-1a}). \qquad (22)$$

Die erhaltenen Werte trägt man in die erweiterte Trendkarte ein und gebraucht sie als Tendenzen, analog zu den synoptischen Karten. Selbstverständlich gelten auch für die erweiterten Trendtendenzen die auf Seite 3 und 4 angestellten Überlegungen, Einwände und Beschränkungen.

Literatur

1. Reuter, H.: Über die Voraussage zeitlich gemittelter Höhenkarten für Zwecke mittelfristiger Wetterprognosen. Arch. Met. Geoph. Biokl. Serie A. **9**, 433 (1956).
2. Kletter, L.: Praktische Erfahrungen mit einer neuen Methode zur Ausarbeitung mittelfristiger Wetterprognosen. Arch. Met. Geoph. Biokl. Serie A, **9**, 264 (1956).
3. Reuter, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Springer-Verlag, Wien (1954).
4. Scherhag, R.: Wetteranalyse und Wetterprognose, Springer-Verlag (1948).

551.524.75:551.577

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien)

Die Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Niederschlägen[1]

Von

Ferdinand Steinhauser

Zusammenfassung. Aus den täglich zweimal durchgeführten Radiosondenaufstiegen in Wien wurden die Temperaturänderungen am Boden und in verschiedenen Höhenstufen der Troposphäre berechnet, die zwischen 4 und 16 Uhr MEZ und zwischen 16 und 4 Uhr MEZ eintreten, wenn in diesen Zeiten Niederschläge gefallen sind. Es wurden Mittelwerte für positive und für negative Temperaturänderungen getrennt für die einzelnen Jahreszeiten berechnet und ihre Häufigkeiten sowie Häufigkeitsverteilungen der Beträge dieser Temperaturänderungen angegeben. Diese Untersuchung wurde für Kaltfront- und für Warmfrontniederschläge gesondert durchgeführt. Es wurde auch die Art der gleichzeitigen Temperaturänderungen in den anderen Höhenstufen bei positiven bzw. negativen Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau statistisch festgestellt. Dasselbe wurde mit Bezugnahme auf die positiven und negativen Temperaturänderungen vom 500 mb-Niveau gemacht. Die Ergebnisse werden eingehend diskutiert.

Summary. The radiosonde observations (two daily) of Vienna were used to compute the changes in temperature at the surface and at various higher levels of the troposphere between 04 and 16 hours and between 16 and 04 hours, if there had been precipitations during this time. The means of positive and negative temperature changes for the individual seasons, their frequency, as well as the frequency distribution of their amounts are given. These data were investigated separately for precipitation connected with the passage of cold and warm fronts. In addition, a statistical analysis was made of the type of the simultaneous positive and negative temperature changes in other levels for positive and negative temperature variations in the 850 mb-level. The same was done with reference to the temperature variations in the 500 mb-level. The results of these analyses are discussed in detail.

Résumé. A partir des radio-sondages effectués à Vienne deux fois par jour l'auteur a calculé les variations de température entre 4 et 16 h. et entre 16 et 4 h. au sol et à différents niveaux de la troposphère lorsque pendant ces intervalles

[1] Herrn Prof. Dr. H. Ficker zum 75. Geburtstag gewidmet.

il y avait eu précipitation. Il a calculé les valeurs moyennes des variations positives et négatives pour chaque saison ainsi que leurs fréquences et les distributions de fréquences des montants de ces variations. Les précipitations des fronts froids et des fronts chauds ont été traitées séparément. La statistique comprend encore la nature des variations simultanées de température à différents niveaux pour des variations positives ou négatives à celui de 850 mb.; le même examen s'applique au niveau de 500 mb. Discussion des résultats.

Die regelmäßigen täglich mehrmaligen Radiosondenaufstiege geben die Möglichkeit, die als Begleiterscheinungen von Niederschlägen auftretenden Temperaturänderungen statistisch zu untersuchen. Bei diesen Temperaturänderungen kommen zwei Möglichkeiten in Betracht:

Erstens kann es sich um Temperaturänderungen handeln, die advektiv dadurch verursacht werden, daß ein Luftmassenwechsel eintritt, der durch den Durchzug einer Front die Niederschläge ausgelöst hat. Dies wird in den meisten Fällen der Fall sein und auch den größten Anteil an den Temperaturänderungen haben. Zweitens kann in den unteren Schichten auch eine Temperaturänderung dadurch eintreten, daß fallender Niederschlag eine Abkühlung bringt. Dies verursacht bei allen Niederschlägen nur eine einseitige Temperaturänderung, dürfte im allgemeinen von geringerer Wirkung sein und kann sich nur in den unteren Luftschichten bemerkbar machen. Um zu prüfen, wie sich diese Temperaturänderungen im statistischen Bild darstellen, habe ich für alle in Wien beobachteten Niederschläge der Jahre 1952 bis 1954 mit Hilfe von zweimaligen Radiosondenaufstiegen die Temperaturänderungen untersucht, die zwischen 4 Uhr und 16 Uhr MEZ und zwischen 16 Uhr und 4 Uhr MEZ des Folgetages auftreten, wenn in der Zwischenzeit Niederschläge gefallen sind. Es handelt sich dabei um rund 550 Fälle.

Durch die Länge des Zeitraumes von 12 Stunden zwischen den einzelnen Aufstiegen ist es naturgemäß nicht möglich, die volle Temperaturänderung zu erfassen. Dies wirkt sich namentlich am Boden und in den untersten Schichten aus, wo die Tagesschwankung der Temperatur so groß ist, daß dadurch die durch den Niederschlag verursachte Temperaturänderung oft wieder rückgängig gemacht oder verwischt werden kann. Wie aber die Ergebnisse der statistischen Zusammenfassung zeigen, ist diese Wirkung schon im 850 mb-Niveau stark zurückgedrängt. In der freien Atmosphäre selbst kann der Tagesgang der Temperatur nicht mehr störend wirken, da Tagesschwankungen dort nur mehr sehr klein sind, wie aus Tabelle 1 zu entnehmen ist, in der für die Beobachtungswerte am Boden und für die Höhen der 850 mb-, 700 mb-, 600 mb-, 500 mb-, 400 mb- und 300 mb-Fläche auf Grund 8-bis 9-jähriger Beobachtungen die Mittelwerte der Temperatur um 4 Uhr und um 16 Uhr MEZ sowie die Tagesmittel zusammengestellt sind. Die Änderungen der Temperatur von 4 bis 16 Uhr MEZ, die angenähert auch als Maß der Tagesschwankung genommen werden können, sind für die verschiedenen Höhenstufen für die einzelnen Jahreszeiten und für den Jahresdurchschnitt in Tabelle 2 zusammengestellt.

Tabelle 1. *Mittelwerte der Temperatur der Hauptisobarenflächen über Wien (1948—1956)*

	Januar			Februar			März		
	4 Uhr	16 Uhr	Mittel	4 Uhr	16 Uhr	Mittel	4 Uhr	16 Uhr	Mittel
am Boden	— 1.5	0.8	— 0.4	— 2.6	1.9	— 0.3	1.2	7.9	4.6
850 mb	— 4.3	— 3.9	— 4.1	— 5.1	— 4.6	— 4.8	— 2.4	— 1.3	— 1.8
700 mb	—11.3	—10.9	—11.1	—12.4	—11.6	—12.0	—10.2	— 9.5	— 9.8
600 mb	—19.0	—18.6	—18.8	—18.0	—17.4	—17.7	—16.9	—16.1	—16.5
500 mb	—27.3	—27.0	—27.1	—28.4	—27.9	—28.1	—26.4	—25.5	—25.9
400 mb	—39.6	—39.0	—39.3	—38.8	—38.2	—38.5	—37.5	—36.8	—37.1
300 mb	—52.6	—51.6	—52.1	—52.8	—52.0	—52.4	—51.4	—51.0	—51.2

	April			Mai			Juni		
	4 Uhr	16 Uhr	Mittel	4 Uhr	16 Uhr	Mittel	4 Uhr	16 Uhr	Mittel
am Boden	6.2	14.7	10.5	10.2	18.7	14.5	13.2	21.5	17.4
850 mb	1.9	3.4	2.7	6.0	7.8	6.9	8.8	10.3	9.6
700 mb	— 7.3	— 6.4	— 6.8	— 3.6	— 2.5	— 3.0	— 0.8	0.2	— 0.3
600 mb	—14.5	—13.5	—14.0	—11.0	— 9.5	—10.3	— 7.9	— 6.9	— 7.4
500 mb	—23.7	—22.6	—23.1	—20.2	—19.1	—19.6	—16.4	—15.5	—15.9
400 mb	—35.2	—34.2	—34.7	—32.2	—31.1	—31.6	—28.3	—27.3	—27.8
300 mb	—50.1	—49.1	—49.6	—47.4	—46.2	—46.8	—43.6	—42.6	—43.1

	Juli			August			September		
	4 Uhr	16 Uhr	Mittel	4 Uhr	16 Uhr	Mittel	4 Uhr	16 Uhr	Mittel
am Boden	15.1	23.8	19.5	14.8	23.7	19.3	12.1	20.1	16.1
850 mb	10.6	12.5	11.6	11.3	12.8	12.1	8.8	10.2	9.5
700 mb	1.5	2.2	1.9	1.7	2.7	2.2	0.2	0.7	0.5
600 mb	— 5.5	— 4.6	— 5.0	— 5.3	— 4.3	— 4.8	— 6.7	— 6.0	— 6.3
500 mb	—14.3	—13.2	—13.8	—13.8	—12.7	—13.2	—15.2	—14.4	—14.8
400 mb	—25.7	—24.5	—25.1	—25.6	—24.4	—25.0	—27.1	—26.3	—26.7
300 mb	—41.2	—39.8	—40.5	—40.9	—39.7	—40.3	—41.9	—41.0	—41.4

	Oktober			November			Dezember		
	4 Uhr	16 Uhr	Mittel	4 Uhr	16 Uhr	Mittel	4 Uhr	16 Uhr	Mittel
am Boden	7.1	13.2	10.2	3.5	6.0	4.8	0.8	2.5	1.7
850 mb	4.7	5.4	5.1	0.5	1.3	0.9	— 1.5	— 0.8	— 1.1
700 mb	— 2.8	— 2.0	— 2.4	— 6.7	— 6.2	— 6.5	— 8.6	— 8.3	— 8.4
600 mb	— 9.6	— 8.8	— 9.2	—13.8	—13.2	—13.5	—15.9	—15.6	—15.7
500 mb	—18.5	—17.6	—18.0	—22.7	—22.0	—22.4	—25.0	—24.8	—24.9
400 mb	—30.5	—29.5	—30.0	—34.4	—33.7	—34.0	—36.4	—36.1	—36.2
300 mb	—45.4	—44.4	—44.9	—48.7	—48.0	—48.3	—50.8	—50.4	—50.6

	Jahr		
	4 Uhr	16 Uhr	Mittel
am Boden	6.7	12.9	9.8
850 mb	2.5	4.4	3.5
700 mb	— 5.0	— 4.3	— 4.7
600 mb	—12.0	—11.2	—11.6
500 mb	—21.0	—20.2	—20.6
400 mb	—32.6	—32.6	—32.6
300 mb	—47.2	—46.3	—46.8

Tabelle 2. *Durchschnittliche Tagesschwankungen der Temperatur in der freien Atmosphäre über Wien, berechnet aus den Radiosondenaufstiegen um 4 Uhr und um 16 Uhr MEZ*

	am Boden	850 mb	700 mb	600 mb	500 mb	400 mb	300 mb
Frühling	7.9	1.5	0.9	1.0	1.0	0.9	0.9 °C
Sommer	8.6	1.6	0.9	1.0	1.0	1.1	1.2
Herbst	5.5	1.0	0.6	0.7	0.8	0.8	0.9
Winter	2.8	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.7
Jahr	6.2	1.2	0.7	0.8	0.8	0.9	0.9

Diese Werte sind von ähnlicher Größe, wie sie auch in der freien Atmosphäre über München und über Berlin von R. HOLZAPFEL [1] festgestellt worden sind. Die Tagesschwankung nimmt vom Boden aus mit der Höhe sehr rasch ab und liegt schon im 850 mb-Niveau beträchtlich unter 2°. Am kleinsten ist die Tagesschwankung im allgemeinen im 700 mb-Niveau;

von dort aus nimmt sie mit der Höhe langsam wieder ein wenig zu. Diese Zunahme kann reell sein; sie könnte aber auch durch einen Strahlungsfehler der Radiosonden vorgetäuscht sein. Die Zunahme der Tagesschwankung mit der Höhe ist aber derart klein, daß daraus zu folgern ist, daß der Strahlungsfehler der Radiosonde zumindest im Bereich der Troposphäre bei dem US-Sondensystem, das für die Aufstiege verwendet worden ist, nur ganz unbedeutend sein kann. Durch diese kleinen Tagesschwankungen der Temperatur in der freien Atmosphäre können aber auch keinesfalls die bei Niederschlägen zu erwartenden Temperaturänderungen verdeckt werden, so daß es gerechtfertigt erscheint, die Temperaturdifferenzen zwischen zwei aufeinanderfolgenden Radiosondenaufstiegen als charakteristisch für die die Niederschläge begleitenden Temperaturänderungen anzusehen.

Einen Überblick über die durchschnittlichen Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Niederschlägen in verschiedenen Höhen gibt die Tabelle 3. Daraus sind die durchschnittlichen Temperaturänderungen, für Tag und Nacht getrennt, nach Jahreszeiten zusammengefaßt und in positive und negative Änderungen unterteilt wiedergegeben.

Es ist überraschend, daß die durchschnittlichen positiven und negativen Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Niederschlägen in allen Höhenstufen dem absoluten Betrag nach einander fast gleich sind und nur verhältnismäßig niedrige Beträge erreichen. Es zeigt sich auch kaum ein nennenswerter Unterschied im Jahresgang.

In der Zeit *von 4 Uhr bis 16 Uhr MEZ*, die kurz als Tageszeit bezeichnet sei, sind in der freien Atmosphäre die *positiven Temperaturänderungen* bei Niederschlägen ungefähr doppelt so groß, als den Temperaturänderungen, von 4 bis 16 Uhr im Durchschnitt aller Tage entspricht. Bemerkenswerterweise sind in der 700 mb- und in der 600 mb-Fläche die positiven Temperaturänderungen im Durchschnitt im Winter merklich größer als im Sommer, was vielleicht darauf zurückzuführen ist, daß im Winter die Niederschläge häufiger durch Einbrüche milder maritimer Luftmassen ausgelöst werden, während im Sommer die Niederschläge in Mitteleuropa mehr an Kaltfronten als an Warmfronten gebunden sind, wie auch der Tabelle 5 zu entnehmen ist. Im Sommer traten im Beobachtungszeitabschnitt 68 Kaltfront- und 29 Warmfrontregen auf, im Winter aber 49 Kaltfront- und 67 Warmfrontniederschläge. Dieses Verhältnis der Anzahl der Fronten im Sommer zur Anzahl der Fronten im Winter entspricht auch dem aus einem längeren Zeitabschnitt von T. E. W. Schumann und M. P. van Rooy [2] abgeleiteten Verhältnis der Frontenhäufigkeiten in beiden Jahreszeiten, die für das 5 Grad-Feld von 45 bis 50° N und von 15 bis 20° E, in dem Wien liegt, Frontenhäufigkeiten von 25,7% für Sommer und 28,7% für Winter angeben. Die *negativen Temperaturänderungen* bei Niederschlägen tagsüber sind in den unteren Schichten der Troposphäre meist etwas größer als die positiven Temperaturänderungen und sie nehmen im allgemeinen mit der Höhe dem absoluten Betrag nach etwas ab, was verständlich ist, da sich die Kaltlufteinbrüche naturgemäß in den unteren Schichten stärker auswirken.

Tabelle 3. *Mittelwerte (Δt) und Häufigkeiten (n) der positiven und negativen Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Niederschlägen (alle Niederschläge)*

		am Boden		850 mb		700 mb		600 mb		500 mb		300 mb		200 mb	
		Δt	n	Δt	n	Δt	n	Δt	n	Δt	n	Δt	n	Δt	n
Frühling:															
4 bis 16 Uhr	positiv	3.9	56	2.2	40	1.5	40	1.7	39	1.6	43	2.0	46	2.2	35
	negativ	−1.6	8	−1.8	24	−2.1	23	−1.6	25	−1.5	21	−2.1	15	−1.8	14
16 bis 4 Uhr	positiv	2.6	5	1.4	23	1.3	28	1.8	19	1.8	24	2.5	22	3.2	24
	negativ	−5.6	63	−2.6	45	−2.2	40	−1.7	49	−2.1	44	−1.8	40	−2.7	31
Sommer:															
4 bis 16 Uhr	positiv	5.1	50	1.4	31	1.4	28	1.3	32	1.6	33	2.1	31	3.2	35
	negativ	−3.5	7	−2.6	26	−1.8	29	−1.6	24	−1.3	24	−1.6	25	−1.6	18
16 bis 4 Uhr	positiv	1.0	2	1.2	9	1.9	15	1.9	20	1.3	18	0.9	20	2.3	39
	negativ	−7.6	63	−2.9	56	−2.5	50	−2.1	44	−2.1	45	−1.9	43	−3.1	24
Herbst:															
4 bis 16 Uhr	positiv	3.6	52	2.1	28	1.8	28	1.5	28	1.9	32	1.8	33	3.1	32
	negativ	−1.7	9	−2.5	32	−2.1	33	−2.2	31	−2.0	29	−1.7	22	−2.4	11
16 bis 4 Uhr	positiv	0.5	4	2.6	15	2.1	15	1.6	20	1.9	18	1.9	22	3.6	24
	negativ	−4.5	56	−3.2	44	−2.8	44	−3.1	40	−2.9	42	−2.2	37	−2.9	23
Winter:															
4 bis 16 Uhr	positiv	1.8	67	1.6	44	2.1	43	2.0	36	1.5	40	2.2	50	2.7	30
	negativ	−1.3	25	−2.1	46	−2.3	48	−1.9	48	−1.9	51	−1.4	33	−2.4	23
16 bis 4 Uhr	positiv	1.7	27	1.7	35	1.7	39	2.1	38	1.8	39	1.7	30	2.5	29
	negativ	−2.3	59	−2.3	50	−3.1	46	−2.8	39	−2.4	46	−2.0	45	−2.1	16

Die für das 200 mb-Niveau in den Tabellen angegebenen Werte sind mit den übrigen Niveaus nicht streng vergleichbar, da in der Höhe der 200 mb-Fläche die Zahl der betrachteten Fälle etwas geringer ist, weil die Aufstiege einige Male diese Höhen nicht mehr erreicht haben. Es sei deshalb in der Diskussion von diesem Niveau abgesehen.

Bemerkenswert ist ferner, daß tagsüber im Frühling und im Sommer in allen Niveaus und besonders in der oberen Hälfte der Troposphäre die *Häufigkeit positiver Temperaturänderungen* bei Niederschlägen wesentlich größer ist als die *Häufigkeit der negativen Temperaturänderungen.* Am größten sind die Unterschiede im Frühling. Im Herbst und Winter ist aber in den unteren 5 Kilometern der Lufthülle die Häufigkeit der negativen Temperaturänderungen bei Niederschlägen etwas größer als die der positiven Änderungen und erst oberhalb der 500 mb-Fläche verhält es sich umgekehrt.

In der Zeit *von 16 Uhr bis 4 Uhr MEZ*, welche Zeit kurz als „nachts" bezeichnet werden soll, sind dagegen die Häufigkeiten der negativen Temperaturänderungen wesentlich größer als die der positiven Änderungen. Am größten sind diese Unterschiede in den Häufigkeiten im Sommer und am kleinsten sind sie auffallenderweise im Winter. Gegen die Tropopause hin werden die Unterschiede zwischen den Häufigkeiten negativer und positiver Temperaturänderungen bei Niederschlägen nachts kleiner und im 200 mb-Niveau werden sogar die positiven Temperaturänderungen im allgemeinen die häufigeren.

Dem absoluten Betrag nach sind nachts die negativen Temperaturänderungen bei Niederschlägen in allen Höhen bis zum 300 mb-Niveau größer als die positiven Änderungen. Am größten sind diese Unterschiede im Sommer.

Einen besseren Einblick in die wirklichen Temperaturänderungen bei Niederschlägen, als die Durchschnittswerte der Tabelle 3 ermöglichen, vermitteln die *Häufigkeitsverteilungen* der Tabelle 4. Aus diesen ist ersichtlich, daß wohl in allen Niveaus weitaus am häufigsten kleine Temperaturänderungen um weniger als $\pm 2°$ vorkommen, daß aber bei Niederschlägen am Boden und im 850 mb-Niveau auch Temperaturänderungen um mehr als 4° verhältnismäßig häufig und sogar solche um mehr als 10° gelegentlich auftreten. Am Boden kommen die größten Temperaturänderungen bei Niederschlägen im Sommer vor. In der freien Atmosphäre ist der Streubereich der Temperaturänderungen bei Niederschlägen wesentlich geringer als am Boden. Die Häufigkeitsverteilungen der Tabelle 4 zeigen auch deutlich die Unsymmetrie in den unteren Schichten in dem Sinne, daß tagsüber auch bei Niederschlägen noch die positiven Temperaturänderungen dem Betrag nach und der Häufigkeit nach überwiegen, während dort nachts die negativen Temperaturänderungen die häufigeren und die größeren sind. Diese Unsymmetrie klingt mit der Höhe rasch ab.

In den bisherigen Betrachtungen wurden alle Niederschläge unabhängig von ihrer Menge zusammengenommen; es sind demnach darunter auch sehr geringfügige Niederschläge. Man könnte nun meinen, daß viel-

Tabelle 4. *Häufigkeitsverteilung der Temperaturänderungen bei Niederschlägen*

	unter −10.0	−10.0 bis −8.1	−8.0 bis −6.1	−6.0 bis −4.1	−4.0 bis −3.1	−3.0 bis −2.1	−2.0 bis −1.1	−1.0 bis −0.1	0°	0.1 bis 1.0	1.1 bis 2.0	2.1 bis 3.0	3.1 bis 4.0	4.1 bis 6.0	6.1 bis 8.0	8.1 bis 10.0	über 10.0°
Frühling:																	
4 bis 16 Uhr																	
am Boden	—	1	—	—	2	—	5	3	—	8	6	9	7	13	7	1	2
850 mb	-		—	—	2	3	7	7	1	13	13	8	4	2	1	—	1
700 mb	—	—	1	3	—	4	9	7	1	19	8	7	3	2	—	—	—
600 mb	—	—	—	2	2	2	8	10	1	15	13	4	5	—	1	—	—
500 mb	—	—	—	1	2	3	4	11	2	16	15	4	3	3	—	—	—
300 mb	—	—	2	1	—	2	2	8	—	14	15	5	8	2	1	—	—
16 bis 4 Uhr																	
am Boden	9	5	8	13	7	10	8	2	2	—	1	—	—	1	1	1	—
850 mb	-	—	3	5	3	10	13	10	4	9	2	4	3	1	—	1	—
700 mb	1	—	—	4	7	6	9	14	3	12	5	5	—	1	—	—	—
600 mb	—	1	1	—	2	12	15	18	2	8	3	2	1	2	1	—	—
500 mb	—	1	-	-	9	10	14	10	1	12	4	—	1	5	1	—	—
300 mb	—	—	-	2	4	7	13	13	-	7	5	2	4	3	2	—	—
Sommer:																	
4 bis 16 Uhr																	
am Boden	—	—	-	2	2	1	2		3	2	2	6	8	10	8	8	3
850 mb	—	—	—	7	3	1	11	4	1	12	11	6	-	1	—	—	—
700 mb	—	—	1	—	2	8	5	13	1	11	9	6	1	—	—	—	-
600 mb	-	-		2		5	8	11	1	16	7	5	1	1	-	—	—
500 mb	-			1	1	3	4	16	3	9	10	5	4	1	-	—	—
300 mb	—	—		2		4	6	13	2	14	4	2	3	4	1	1	—
16 bis 4 Uhr																	
am Boden	14	11	11	12	2	3	2			1	1	1	-	2	-	3	1
850 mb		1	7	7	3	10	15	10	2	1	6	1	1	2	-	-	-
700 mb	—	1	1	7	8	9	12	12	2	6	2	2	2	1	-	—	-
600 mb	—	—	1	4	7	7	6	17	3	10	2	3	4	-	-	—	-
500 mb	—	—	1	3	3	11	14	14	3	7	2	2	2	1	-	—	-
300 mb	—	—	—	1	6	9	11	16	2	12	4	1	—	—	—	—	—

Herbst:

4 bis 16 Uhr

am Boden	—	—	—	—	2	2	5	6	3	8	8	11	4	16	5	1	2
850 mb	—	—	2	7	5	5	5	11	3	13	8	2	2	7	1	—	—
700 mb	—	1	1	3	6	7	11	12	3	10	6	5	1	6	1	—	—
600 mb	—	1	—	5	6	2	8	13	1	15	7	7	3	2	1	—	—
500 mb	—	1	—	1	6	6	11	13	2	10	8	6	3	5	1	—	—
300 mb	—	—	1	—	6	5	7	13	4	10	4	9	5	3	1	—	—

16 bis 4 Uhr

am Boden	3	5	6	12	11	10	7	9	1	6	3	—	1	—	.	—	—
850 mb	—	2	3	11	5	7	10	12	—	6	8	2	3	—	1	1	—
700 mb	—	1	4	9	6	11	9	14	—	6	7	2	1	2	1	.	—
600 mb	—	3	4	8	7	9	9	11	1	12	3	3	2	2	1	.	—
500 mb	—	3	3	4	4	11	9	14	2	8	7	5	1	3	—	—	—
300 mb	—	—	1	3	9	9	11	12	—	7	10	4	5	2	—	—	—

Winter:

4 bis 16 Uhr

am Boden	—	—		—	1	3	2	11	5	21	8	12	6	3	—	1	—
850 mb	—	—	—	3	5	8	9	14	4	12	8	3	3	1	1	—	—
700 mb	—	—	2	2	2	6	12	12	3	16	9	5	2	1	2	.	—
600 mb	—	—	2	2	3	6	6	23	—	10	14	2	4	1	—	—	—
500 mb	—	—	3	2	1	5	5	22	4	16	7	5	1	1	—	—	—
300 mb	—	—	—	2	—	2	4	14	2	10	15	6	3	5	—	1	—

16 bis 4 Uhr

am Boden	.	—	3	7	2	10	14	13	3	7	3	—	1	2	—	—	1
850 mb	—	—	1	8	2	6	11	13	3	5	11	2	1	2	1	—	—
700 mb	1	—	4	3	5	7	10	4	2	14	7	4	2	2	—	—	—
600 mb	—	—	1	5	5	8	4	7	3	12	4	6	2	—	1	2	1
500 mb	—	—	1	4	3	8	11	9	1	10	5	4	3	2	1	1	1
300 mb	—	1	1	2	2	8	12	11	2	6	7	4	1	—	—	—	—

leicht bei sehr ergiebigen Niederschlägen größere Temperaturänderungen bevorzugt auftreten. Um dies zu prüfen, wurden die Temperaturänderungen bei Niederschlägen von mehr als 2 mm pro Tag bzw. Nacht gesondert erhoben. Mehr als 2 mm Niederschlag war tagsüber in 95 Fällen unter den 260 Tagen mit tagsüber gefallenen Niederschlägen überhaupt und nachts in 118 Fällen unter den 263 Tagen mit Niederschlägen in der Zeit von 16 bis 4 Uhr beobachtet worden. In Tabelle 4a sind ohne Unterteilung auf die einzelnen Jahreszeiten die prozentuellen Häufigkeitsverteilungen der Temperaturänderungen bei Niederschlägen für Tag und Nacht getrennt gegenübergestellt. Man ersieht daraus, daß keine nennenswerten Unterschiede auftreten und daß demnach die Niederschlagsmengen auf die Größe der Temperaturänderungen keinen wesentlichen Einfluß haben.

Tabelle 4a. *Vergleich zwischen den prozentuellen Häufigkeitsverteilungen der Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Niederschlägen von mehr als 2 mm (a) und bei allen Niederschlägen (b)*

	$<-4{,}0°$		$-2{,}1$ bis $-4{,}0$		$-0{,}1$ bis $-2{,}0$		0,1 bis 2,0		2,1 bis 4,0		$>4{,}0°$	
	a	*b*	*a*	*b*	*a*	*b*	*a*	*b*	*a*	*b*	*a*	*b*
						4 bis 16 Uhr						
am Boden ..	1	1	7	5	17	14	29	24	23	25	23	31
850 mb	9	8	17	12	25	27	35	36	9	10	5	7
700 „	5	5	16	14	32	31	33	34	7	11	7	5
600 „	5	5	11	7	31	37	41	37	8	12	4	2
500 „	2	4	9	10	33	34	40	36	13	12	3	4
300 „	1	3	8	9	24	28	37	37	22	15	8	8
						16 bis 4 Uhr						
am Boden ..	45	45	21	20	23	21	8	8	0	2	3	4
850 mb	26	18	18	18	29	36	22	18	4	7	1	3
700 „	14	14	25	22	35	32	16	22	7	7	3	3
600 „	11	11	26	22	33	33	18	21	8	9	4	4
500 „	10	8	25	22	38	36	13	21	10	7	4	6
300 „	5	4	19	22	44	40	23	23	7	8	2	3

Zur weiteren Klärung der Frage der Temperaturänderungen bei Niederschlägen wurde versucht, die Niederschläge *in Kaltfront- und in Warmfrontniederschläge zu unterteilen*. Dies war für 425 Fälle möglich. In ähnlicher Art, wie es in Tabelle 3 für den Durchschnitt aller Niederschläge gemacht worden ist, sind in Tabelle 5 Mittelwerte und Häufigkeiten der positiven und negativen Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre getrennt für Kaltfrontniederschläge und für Warmfrontniederschläge für die einzelnen Jahreszeiten wiedergegeben. Es ist überraschend, daß auch bei dieser Unterteilung die Durchschnittswerte gegenüber dem Durchschnitt aller Niederschläge sich nicht viel ändern. Es kommen auch bei Kaltfrontniederschlägen verhältnismäßig oft positive Temperaturänderungen vor, wie umgekehrt auch bei Warmfrontniederschlägen verhältnismäßig oft noch negative Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre auftreten. Beim Vergleich

der Temperaturänderungen bei Kaltfrontniederschlägen mit denen bei Warmfrontniederschlägen finden sich allerdings doch Unterschiede, aber die Änderungen folgen nicht in dem Ausmaße einer durch die Art des jeweiligen Luftmassenwechsels bedingten einseitigen Tendenz, wie man erwarten sollte. So sind *tagsüber* im Sommer wohl bei Kaltfrontregen die negativen Temperaturänderungen häufiger und ihrem Betrag nach auch größer als die positiven Temperaturänderungen, während in dieser Jahreszeit bei Warmfrontregen zwar die positiven Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre häufiger vorkommen als negative Temperaturänderungen, aber die absoluten Beträge der negativen Temperaturänderungen doch im Durschschnitt noch größer sind als die positiven. In den übrigen Jahreszeiten sind die Unterschiede zwischen den Häufigkeiten positiver bzw. negativer Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Kaltfront- und Warmfrontniederschlägen tagsüber nicht einmal mehr so groß wie im Sommer und am geringsten sind diese Unterschiede merkwürdigerweise im Winter, und zwar in allen Höhenstufen. Die durchschnittlichen Beträge der Erwärmung bei Warmfrontniederschlägen tagsüber sind im Winter und zum Großteil auch noch im Frühling allerdings merklich größer als die durchschnittlich negativen Temperaturänderungen zwischen 4 und 16 Uhr bei Warmfrontniederschlägen.

Bei Nacht überwiegen die Häufigkeiten der Abkühlungen bei Kaltfrontniederschlägen über die Häufigkeiten der positiven Temperaturänderungen weitaus. Am meisten ist dies in der unteren Troposphärenhälfte der Fall, während in der oberen Troposphärenhälfte eine Abnahme dieser Unterschiede festzustellen ist und in der Tropopause sogar ein annähernder Ausgleich in den Häufigkeiten von positiven und negativen Temperaturänderungen bei Kaltfrontniederschlägen während der Nacht eintritt. Dem Betrag nach sind die durchschnittlichen negativen Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Kaltfrontniederschlägen nachts wesentlich größer als die durchschnittlichen positiven Temperaturänderungen und zwar besonders in der unteren Troposphärenhälfte. Bei Warmfrontniederschlägen überwiegen die Häufigkeiten positiver Temperaturänderungen während der Nacht im Winter in der ganzen Troposphäre abgesehen vom Boden und im Herbst in der unteren Troposphärenhälfte über die Häufigkeiten negativer Temperaturänderungen, während die Durchschnittswerte der positiven und der negativen Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre dabei einander annähernd gleich bleiben. Im Sommer und im Frühling kommen aber nachts auch bei Warmfrontniederschlägen in allen Schichten der Troposphäre negative Temperaturänderungen bedeutend häufiger vor als positive.

Man könnte denken, daß die Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre beim Beginn eines Niederschlags nach mehreren niederschlagsfreien Tagen am größten sind, daß aber bei der Andauer der Niederschläge an den folgenden Tagen die weiteren Temperaturänderungen nur mehr klein werden. Dies würde sich bei der Mittelbildung der Temperaturänderungen aus allen Niederschlagstagen dahin auswirken, daß die Mittel-

Tabelle 5. *Mittelwerte (Δt) und Häufigkeiten (n) der positiven und negativen Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Kaltfront- und Warmfrontniederschlägen.*

Kaltfrontniederschläge		am Boden		850 mb		700 mb		600 mb		500 mb		300 mb		200 mb	
		Δt	n	Δt	n	Δt	n	Δt	n	Δt	n	Δt	n	Δt	n
						Frühling:									
4 bis 16 Uhr	positiv	3.9	22	1.8	15	1.1	16	1.4	16	1.6	17	2.3	18	2.4	14
	negativ	2.4	4	−1.8	11	−2.0	10	−1.9	10	−1.6	9	−2.7	6	−2.3	7
16 bis 4 Uhr	positiv	4.4	3	1.5	8	1.5	10	2.4	5	1.9	11	2.8	16	4.0	12
	negativ	5.8	26	3.3	21	−2.9	19	−2.0	24	−2.4	18	−2.0	12	−3.1	14
						Sommer:									
4 bis 16 Uhr	positiv	5.1	28	1.6	16	1.3	11	1.1	13	1.1	13	2.3	17	2.4	21
	negativ	−3.0	5	−2.9	17	−1.8	22	−1.5	20	−1.3	20	−1.2	16	−1.6	8
16 bis 4 Uhr	positiv	1.4	1	1.3	4	2.8	7	1.2	12	1.0	11	0.9	10	2.0	21
	negativ	−7.7	34	−2.7	31	2.5	28	−2.0	23	−2.0	24	−1.8	25	−3.0	14
						Herbst:									
4 bis 16 Uhr	positiv	4.1	21	1.8	10	1.5	11	1.2	9	2.1	12	1.9	10	3.4	14
	negativ	−1.4	3	−2.7	14	−2.0	13	−1.9	14	−2.2	12	−1.9	13	−3.0	4
16 bis 4 Uhr	positiv	3.2	1	1.1	4	2.3	4	1.6	9	2.0	9	2.0	15	3.5	14
	negativ	−4.8	35	3.5	31	−2.9	31	3.3	27	−3.1	27	−2.1	20	−2.9	15
						Winter:									
4 bis 16 Uhr	positiv	1.5	19	1.7	11	2.1	11	1.9	9	1.6	12	2.0	14	3.3	10
	negativ	−1.4	4	−2.1	12	−1.8	12	1.4	14	−2.0	11	−2.1	8	−2.0	7
16 bis 4 Uhr	positiv	1.9	6	1.6	8	1.6	9	1.6	11	1.7	12	1.7	12	3.5	8
	negativ	−2.9	20	−2.7	18	−3.9	16	3.3	15	−2.8	14	−2.9	13	−2.2	9

Warmfrontniederschläge															
Frühling:															
4 bis 16 Uhr	positiv	4.2	24	2.8	18	2.1	16	1.9	15	1.6	16	1.5	16	1.9	13
	negativ	—	—	−2.1	6	−2.1	8	−0.6	9	−0.8	8	−1.8	7	−1.8	5
16 bis 4 Uhr	positiv	0.0	2	1.8	9	1.0	9	1.9	7	1.8	7	1.8	3	3.5	5
	negativ	−4.9	21	−1.7	14	−1.3	14	−1.4	16	−1.9	16	−1.8	18	−2.2	12
Sommer:															
4 bis 16 Uhr	positiv	5.5	16	1.4	11	1.5	11	1.4	12	2.0	15	1.8	10	3.4	11
	negativ	−4.8	2	−2.4	7	−1.7	7	−1.9	6	−1.7	3	−2.0	8	−1.2	7
16 bis 4 Uhr	positiv	—	—	1.0	2	1.8	2	2.1	3	2.1	4	1.2	2	3.1	7
	negativ	−7.0	11	−2.7	9	−1.8	9	−2.3	8	−2.7	7	−2.2	8	−1.5	4
Herbst:															
4 bis 16 Uhr	positiv	3.7	26	2.8	14	2.1	15	1.7	16	1.9	15	1.9	17	3.1	14
	negativ	−1.3	4	−2.4	15	−2.5	15	−2.2	13	−1.7	15	−1.6	9	−2.2	7
16 bis 4 Uhr	positiv	0.4	4	3.0	12	1.9	12	1.7	10	1.7	8	1.7	7	3.9	7
	negativ	−3.7	16	−1.7	8	−2.0	8	−1.7	10	−1.5	12	−2.1	13	−1.3	7
Winter:															
4 bis 16 Uhr	positiv	2.3	23	2.3	18	2.6	19	2.5	16	1.7	20	2.3	14	2.6	12
	negativ	−1.6	10	−1.9	15	−1.6	14	−1.5	17	−1.3	13	−1.0	12	−1.5	7
16 bis 4 Uhr	positiv	2.2	11	2.0	19	2.0	21	3.1	20	2.7	19	1.9	10	2.3	7
	negativ	−2.3	23	−2.3	15	−2.2	13	−2.5	14	−2.1	15	−1.9	20	−3.1	6

werte verkleinert werden und die wahre Größe der den Beginn der Niederschläge begleitenden Temperaturänderungen in der statistischen Mittelbildung verdeckt wird. Deshalb wurden die Temperaturänderungen, die beim Einsetzen von Niederschlägen nach einigen niederschlagsfreien Tagen auftreten, gesondert und zwar für Kalt- und Warmfrontniederschläge und für tagsüber oder nachts auftretende Niederschläge getrennt erhoben. In Tabelle 5a sind die Mittelwerte der Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre an Tagen mit beginnenden Niederschlägen den aus allen Niederschlagstagen berechneten mittleren Temperaturänderungen gegenübergestellt.

Tabelle 5a. *Vergleich der mittleren Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre an Tagen mit beginnenden Niederschlägen (a) mit den Temperaturänderungen im Mittel aller Niederschlagstage (b)*

Höhe	Kaltfrontniederschläge				Warmfrontniederschläge			
	4 bis 16 Uhr		16 bis 4 Uhr		4 bis 16 Uhr		16 bis 4 Uhr	
	a	*b*	*a*	*b*	*a*	*b*	*a*	*b*
am Boden ...	3,1	2,9	−6,1	−4,8	2,9	2,9	−4,1	−3,0
850 mb	−2,0	−0,4	−2,0	−2,2	0,4	0,6	0,5	−0,2
700 „	−1,6	−0,4	−1,2	−1,8	0,7	0,4	0,5	−0,1
600 „	−1,3	−0,3	−1,3	−1,3	1,2	0,4	0,7	0,6
500 „	−1,2	0,1	−1,3	−1,1	0,6	0,8	−0,2	−0,2
300 „	0,5	0,5	−0,7	−0,4	1,0	0,6	−0,6	−0,9
200 „	3,9	1,5	−0,4	0,2	1,0	1,2	0,6	0,4
Zahl der Fälle	17	106	22	126	16	105	10	88

Es ist daraus zu ersehen, daß bei Kaltfrontniederschlägen, die tagsüber eintreten, die Temperaturänderungen, abgesehen von der bodenoberflächennahen Schicht, bis zur Höhe der 500 mb-Fläche an den Tagen des Beginns dieser Niederschläge eindeutig negativ und dem durchschnittlichen Tagesgang der Temperatur stark entgegengesetzt sind, während die im Mittel aller Tage mit tagsüber gefallenen Kaltfrontniederschlägen berechneten Temperaturänderungen sich nur sehr klein und nur schwach negativ ergeben. Bei den nächtlichen Kaltfrontniederschlägen sind dagegen die Unterschiede nur unwesentlich und die Temperaturänderungen entsprechen dem Sinn nach dem durchschnittlichen Tagesgang, übertreffen aber die Tagesschwankung dem Betrag nach. Bei den Warmfrontniederschlägen sind tagsüber die Temperaturänderungen am Beginn der Niederschläge im Niveau von 700 mb und 600 mb etwas stärker positiv als im Durchschnitt aller Warmfront-Niederschlagstage. Nachts sind am Beginn von Warmfrontniederschlägen bis zum Niveau der 600 mb-Fläche die Temperaturänderungen ebenfalls positiv, während sie sich im Durchschnitt aller nächtlichen Warmfrontniederschläge als schwach negativ ergeben.

Die bisherigen Betrachtungen haben noch keine Rücksicht darauf genommen, ob die bei Niederschlägen in der freien Atmosphäre eintretenden Temperaturänderungen in allen Schichten gleichsinnig erfolgen oder nicht. Um dies zu prüfen, wurden daher *Korrelationstabellen* auf-

gestellt, in denen dargestellt wird, in welchem Sinne die Temperaturänderungen bei Niederschlägen in den anderen Niveaus erfolgen, wenn sie im 850 mb-Niveau positiv bzw. negativ sind. Dasselbe wurde auch für die 500 mb-Fläche als Bezugsniveau gemacht. Die Beziehungen wurden für Kaltfront- und für Warmfrontniederschläge getrennt und für die Temperaturänderungen tagsüber bzw. nachts gesondert durchgeführt.

Tabelle 6 zeigt ausgehend von der unteren Troposphäre die *Häufigkeiten gleichsinniger oder ungleichsinniger Temperaturänderungen in den übrigen Höhenstufen bei positiven und bei negativen Temperaturänderungen in der 850 mb-Fläche.* Aus Tabelle 6 A ist ersichtlich, daß, wenn im *850 mb-Niveau tagsüber bei Kaltfrontniederschlägen positive Temperaturänderungen* erfolgen, in fast allen Fällen auch am Boden die Temperaturänderungen positiv sind. Dies ist offenbar auf das Überwiegen des Einflusses des täglichen Temperaturganges zurückzuführen. In den höheren Niveaus kommen dagegen bei positiven Temperaturänderungen in der 850 mb-Fläche tagsüber häufig auch negative Temperaturänderungen vor. Bezeichnenderweise nimmt die Zahl der negativen Temperaturänderungen bis zum 500 mb-Niveau zu, darüber aber wieder deutlich ab. In der 500 mb-Fläche kommt im Jahresdurchschnitt die Häufigkeit der negativen Temperaturänderungen der Häufigkeit der positiven Änderungen sehr nahe (Tab. 6 A, a_1). Die Untersuchung der Verhältnisse der Vorzeichenänderungen in den einzelnen Jahreszeiten zeigt, daß bei positiven Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau im Sommer in der ganzen Troposphäre über diesem Niveau, im Winter aber nur in der unteren Troposphärenhälfte die Zahl der gleichzeitigen negativen, d. h. entgegengesetzten Temperaturänderungen in den anderen Niveaus gleich der Zahl der positiven oder gleichsinnigen Temperaturänderungen ist. Vor allem im Frühling und zum Großteil auch im Herbst überwiegt dagegen in den anderen Höhenstufen die Zahl der positiven, also gleichsinnigen Temperaturänderungen weitaus.

Bei negativen Temperaturänderungen in der 850 mb-Fläche bei Kaltfrontniederschlägen tagsüber treten am Boden als Folge des Überwiegens des täglichen Temperaturganges bedeutend häufiger positive, das heißt entgegengesetzte Temperaturänderungen ein als gleichsinnige Änderungen (Tab. 6 A, a_2). In den verschiedenen Höhenstufen oberhalb der 850 mb-Fläche überwiegt die Häufigkeit negativer, also gleichsinniger Temperaturänderungen bis zum 500 mb-Niveau; die Häufigkeit der positiven, das heißt entgegengesetzten Vorzeichen nimmt aber mit der Höhe stark zu und im 300 mb-Niveau ist sie sogar größer als die der negativen Temperaturänderungen. In den einzelnen Jahreszeiten ist das Überwiegen der gleichsinnigen negativen Temperaturänderungen besonders im Sommer und auch im Herbst sehr deutlich ausgeprägt; im Winter und Frühling sind dagegen die Unterschiede in den Häufigkeiten positiver und negativer Temperaturänderungen nicht sehr groß. Die zum 850 mb-Niveau entgegengesetzten Temperaturänderungen in der oberen Troposphäre (300 mb-Niveau) treten hauptsächlich im Frühling und Sommer auf;

Tabelle 6. *Korrelation der Temperaturänderungen ΔT im 850 mb-Niveau bei Niederschlägen zu den gleichzeitigen Temperaturänderungen in anderen Niveaus*

A. bei Kaltfrontniederschlägen zwischen 4 und 16 Uhr MEZ

Häufigkeiten der positiven oder negativen ΔT in anderen Niveaus

	Zahl der Fälle	ΔT	Häufigkeit der ΔT in folgenden Niveaus: am Boden	700 mb	600 mb	500 mb	300 mb
a_1) bei *positivem* ΔT von 4 bis 16 Uhr MEZ im 850 mb-Niveau							
Frühling	15	positiv	14	14	11	12	10
		negativ	1	1	4	3	4
Sommer	16	positiv	16	9	8	8	8
		negativ	—	7	8	8	8
Herbst	10	positiv	10	9	5	7	7
		negativ	—	1	5	3	3
Winter	12	positiv	10	6	6	7	8
		negativ	2	6	6	5	3
Jahr	53	positiv	50	38	30	34	33
		negativ	3	15	23	29	18
a_2) bei *negativem* ΔT von 4 bis 16 Uhr MEZ im 850 mb-Niveau							
Frühling	11	positiv	8	2	5	5	8
		negativ	3	9	6	6	2
Sommer	17	positiv	12	2	3	7	10
		negativ	5	15	14	10	6
Herbst	15	positiv	11	2	4	6	5
		negativ	4	13	11	9	9
Winter	11	positiv	9	6	3	5	5
		negativ	2	5	8	6	6
Jahr	54	positiv	40	12	15	23	28
		negativ	14	42	39	31	23

B. bei Kaltfrontniederschlägen zwischen 16 und 4 Uhr MEZ

Häufigkeiten der positiven oder negativen ΔT in anderen Niveaus

	Zahl der Fälle	ΔT	Häufigkeit der ΔT in folgenden Niveaus: am Boden	700 mb	600 mb	500 mb	300 mb
b_1) bei *positivem* ΔT von 16 bis 4 Uhr MEZ im 850 mb-Niveau							
Frühling	8	positiv	2	5	2	3	5
		negativ	6	3	6	5	3
Sommer	3	positiv	—	2	2	3	3
		negativ	3	1	1	—	—
Herbst	4	positiv	—	—	—	—	2
		negativ	4	4	4	4	2
Winter	8	positiv	4	6	6	6	4
		negativ	4	2	2	2	3
Jahr	23	positiv	6	13	10	12	14
		negativ	17	10	13	11	8
b_2) bei *negativem* ΔT von 16 bis 4 Uhr MEZ im 850 mb-Niveau							
Frühling	21	positiv	1	5	3	8	11
		negativ	20	16	18	13	8
Sommer	27	positiv	—	6	9	7	7
		negativ	27	21	18	20	20
Herbst	31	positiv	1	4	9	8	12
		negativ	30	27	22	23	18
Winter	18	positiv	2	3	5	6	8
		negativ	16	15	13	12	10
Jahr	97	positiv	4	18	26	29	38
		negativ	93	79	71	68	56

Tabelle 6 (Fortsetzung)

C. bei Warmfrontniederschlägen zwischen 4 und 16 Uhr MEZ
Häufigkeiten der positiven oder negativen ΔT in anderen Niveaus

	Zahl der Fälle	ΔT	Häufigkeit der ΔT in folgenden Niveaus: am Boden	700 mb	600 mb	500 mb	300 mb
c_1) bei *positivem* ΔT von 4 bis 16 Uhr MEZ im 850 mb-Niveau							
Frühling	18	positiv	18	13	11	12	12
		negativ	—	5	7	6	5
Sommer	11	positiv	11	8	8	10	5
		negativ	—	3	3	1	6
Herbst	14	positiv	13	10	9	9	6
		negativ	1	4	5	5	5
Winter	18	positiv	15	12	10	10	10
		negativ	3	6	8	8	6
Jahr	61	positiv	57	43	38	41	33
		negativ	4	18	23	20	22
c_2) bei *negativem* ΔT von 4 bis 16 Uhr MEZ im 850 mb-Niveau							
Frühling	6	positiv	6	3	4	4	4
		negativ	—	3	2	2	2
Sommer	7	positiv	4	3	4	4	5
		negativ	3	4	3	3	2
Herbst	15	positiv	11	5	7	5	6
		negativ	4	10	8	10	6
Winter	15	positiv	8	7	6	9	8
		negativ	7	8	9	6	3
Jahr	43	positiv	29	18	21	22	23
		negativ	14	25	22	21	13

D. bei Warmfrontniederschlägen zwischen 16 und 4 Uhr MEZ
Häufigkeiten der positiven oder negativen ΔT in anderen Niveaus

	Zahl der Fälle	ΔT	Häufigkeit der ΔT in folgenden Niveaus: am Boden	700 mb	600 mb	500 mb	300 mb
d_1) bei *positivem* ΔT von 16 bis 4 Uhr MEZ im 850 mb-Niveau							
Frühling	9	positiv	2	4	3	4	1
		negativ	7	5	6	5	6
Sommer	2	positiv	—	2	1	1	1
		negativ	2	—	1	1	1
Herbst	12	positiv	3	8	7	6	5
		negativ	9	4	5	6	7
Winter	19	positiv	6	14	14	14	7
		negativ	13	5	5	5	11
Jahr	42	positiv	11	28	25	25	14
		negativ	31	14	17	17	25
d_2) bei *negativem* ΔT von 16 bis 4 Uhr MEZ im 850 mb-Niveau							
Frühling	14	positiv	—	5	4	3	2
		negativ	14	9	10	11	12
Sommer	6	positiv	—	—	2	1	1
		negativ	6	6	4	5	5
Herbst	8	positiv	1	4	3	2	1
		negativ	7	4	5	6	7
Winter	15	positiv	5	7	7	5	3
		negativ	10	8	8	10	9
Jahr	43	positiv	6	16	16	11	7
		negativ	37	27	27	32	33

im Herbst und Winter sind sie in dieser Höhe dagegen seltener als die negativen Temperaturänderungen.

Für die Untersuchung der Temperaturänderungen in den anderen Höhenstufen *bei positiven Temperaturänderungen in der 850 mb-Höhe bei Kaltfrontniederschlägen während der Nacht* stehen nur wenige Fälle zur Verfügung (Tab. 6 B, b_1). Im Jahresdurchschnitt zeigt sich, daß dabei am Boden, als Folge der Wirkung der nächtlichen Abkühlung der Erdoberfläche, dreimal so oft entgegengesetzte, nämlich negative Temperaturänderungen vorkommen als gleichsinnige. In den übrigen Höhenstufen ist der Unterschied in den Häufigkeiten gleichzeitiger positiver bzw. negativer Temperaturänderungen nicht groß und nur in der oberen Troposphäre überwiegt die Häufigkeit der gleichsinnigen, das heißt, der positiven Temperaturänderungen wieder bedeutend.

Bei negativen Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau bei Kaltfrontniederschlägen während der Nacht treten in fast allen Fällen auch am Boden negative Temperaturänderungen auf (Tab. 6 B, b_2). In den Höhenstufen oberhalb der 850 mb-Fläche nimmt mit der Höhe die Häufigkeit der negativen, das heißt der gleichsinnigen Temperaturänderungen gleichmäßig ab und die Häufigkeit der entgegengesetzten positiven Temperaturänderungen zu. Dies ist auch in allen Jahreszeiten ebenso der Fall.

Bei positiven Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau bei Warmfrontniederschlägen tagsüber treten in fast allen Fällen auch am Boden positive Temperaturänderungen auf (Tab. 6 C, c_1). In den übrigen Höhenstufen überwiegt zwar auch die Häufigkeit der positiven, das heißt der gleichsinnigen Temperaturänderungen weitaus, aber in etwa $^1/_3$ der Fälle kommen dort auch schon entgegengesetzte, das heißt negative Temperaturänderungen vor. Dies ist auch in den einzelnen Jahreszeiten ähnlich. Im Winter sind die Unterschiede zwischen den Häufigkeiten positiver und negativer Temperaturänderungen in der mittleren Troposphäre am geringsten.

Bei negativen Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau bei Warmfrontniederschlägen tagsüber treten in $^2/_3$ der Fälle am Boden entgegengesetzte, das heißt positive Temperaturänderungen ein (Tab. 6 C, c_2). In den übrigen Höhenstufen sind ebenfalls positive Temperaturänderungen sehr häufig. Im Jahresdurchschnitt überwiegt im 700 mb-Niveau noch die Häufigkeit der negativen Temperaturänderungen, in der mittleren Troposphäre kommen positive und negative Temperaturänderungen fast gleich oft vor, in der oberen Troposphäre überwiegt aber die Häufigkeit der positiven, das heißt der zum 850 mb-Niveau entgegengesetzten Temperaturänderungen sehr stark.

Bei positiven Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau bei Warmfrontniederschlägen bei Nacht treten am Boden im Jahresdurchschnitt nur in $^1/_4$ der Fälle ebenfalls positive Temperaturänderungen auf (Tabelle 6 D, d_1). Im 700 mb-Niveau kommen in $^2/_3$ der Fälle ebenfalls positive, in $^1/_3$ der Fälle aber bereits negative Temperaturänderungen vor. Darüber nimmt mit der Höhe die Zahl der positiven Temperaturänderungen ab

und die der zum 850 mb-Niveau entgegengesetzten negativen Änderungen zu. Während in der mittleren Troposphäre noch die positiven Temperaturänderungen deutlich überwiegen, sind in der oberen Troposphäre die Temperaturänderungen bei Warmfrontniederschlägen nur mehr in $^1/_3$ der Fälle positiv.

Bei negativen Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau bei Warmfrontniederschlägen bei Nacht sind in den weitaus meisten Fällen auch am Boden die Temperaturänderungen negativ (Tab. 6 D, d_2). Im 700- und 600 mb-Niveau kommen aber schon wieder sehr oft, nämlich in fast $^2/_5$ der Fälle, positive Temperaturänderungen vor. Mit der Höhe nimmt die Häufigkeit der positiven Temperaturänderungen wieder ab; im 500 mb-Niveau macht diese nur mehr $^1/_4$ und in der oberen Troposphäre nur mehr $^1/_6$ der Fälle aus. In den einzelnen Jahreszeiten überwiegen im Frühling und im Sommer in allen Höhen die zum 850 mb-Niveau gleichsinnigen, das heißt die negativen Temperaturänderungen sehr stark. Im Herbst und Winter sind dagegen die Unterschiede zwischen den Häufigkeiten von positiven und negativen Temperaturänderungen im 700- und 600 mb-Niveau nur sehr klein.

Wenn man bei Untersuchung der gleichzeitigen Temperaturänderungen in verschiedenen Höhenstufen der freien Atmosphäre bei Niederschlägen von der mittleren Troposphäre als Bezugsniveau ausgeht, ergibt sich ein in mancher Hinsicht anderes Bild als bei Beziehung auf die Temperaturänderungen in der unteren Troposphäre, wie es in Tabelle 6 geschehen ist. Dies zeigt Tabelle 7, die *die Temperaturänderungen in verschiedenen Höhen zu den Temperaturänderungen in der 500 mb-Fläche in Beziehung setzen.*

Bei positiven Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau bei Kaltfrontniederschlägen tagsüber treten auch am Boden in den meisten Fällen positive Temperaturänderungen auf, was als Auswirkung der Erwärmung des Bodens tagsüber verständlich ist; in $^1/_7$ der Fälle ist aber auch dort um 16 Uhr die Temperatur nach Niederschlägen niedriger als um 4 Uhr (Tab. 7 A, a_1). In der unteren Hälfte der Troposphäre wird im Jahresdurchschnitt schon in $^1/_3$ aller Fälle eine negative, das heißt eine zur Temperaturänderung im 500 mb-Niveau entgegengesetzte Temperaturänderung verzeichnet; in der oberen Troposphäre steigt dieser Anteil auf $^2/_5$ der Fälle. In den einzelnen Jahreszeiten sind die Verhältnisse ähnlich; bemerkenswert ist aber, daß im Frühling in bedeutend mehr Fällen, als dies in den übrigen Jahreszeiten der Fall ist, in allen Niveaus gleichsinnige Temperaturänderungen überwiegen.

Bei negativen Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau bei Kaltfrontniederschlägen tagsüber treten am Boden im Jahresdurchschnitt in $^4/_5$ der Fälle als Wirkung des Tagesganges der Temperatur entgegengesetzte, das heißt positive Temperaturänderungen ein (Tab. 7 A, a_2). In den übrigen Höhenstufen der freien Atmosphäre unter dem 500 mb-Niveau überwiegen die gleichsinnigen, das heißt negativen Temperaturänderungen über die dort vorkommenden positiven Temperaturänderungen stärker, als dies im umgekehrten Fall bei den positiven Temperaturänderungen tagsüber bei Kaltluftniederschlägen der Fall ist. Dagegen sind in der

Tabelle 7. *Korrelation der Temperaturänderungen ΔT im 500 mb-Niveau bei Niederschlägen zu den gleichzeitigen Temperaturänderungen in anderen Niveaus*

A. bei Kaltfrontniederschlägen zwischen 4 und 16 Uhr MEZ
Häufigkeiten der positiven oder negativen ΔT in anderen Niveaus

	Zahl der Fälle	ΔT	Häufigkeit der Δ T in folgenden Niveaus: am Boden	850 mb	700 mb	600 mb	300 mb
a_1) bei *positivem* ΔT von 4 bis 16 Uhr MEZ im 500 mb-Niveau							
Frühling	17	positiv	15	12	13	13	13
		negativ	2	5	4	4	3
Sommer	13	positiv	12	9	8	7	5
		negativ	1	4	5	6	8
Herbst	12	positiv	10	7	8	7	4
		negativ	2	5	4	5	8
Winter	12	positiv	9	7	8	8	8
		negativ	3	5	4	4	3
Jahr	54	positiv	46	35	37	35	30
		negativ	8	19	17	19	22
a_2) bei *negativem* ΔT von 4 bis 16 Uhr MEZ im 500 mb-Niveau							
Frühling	9	positiv	7	3	3	3	6
		negativ	2	6	6	6	3
Sommer	20	positiv	15	8	3	7	10
		negativ	5	12	17	13	10
Herbst	12	positiv	9	3	3	3	6
		negativ	3	9	9	9	6
Winter	11	positiv	10	5	3	1	4
		negativ	1	6	8	10	6
Jahr	52	positiv	41	19	12	14	26
		negativ	11	33	40	38	25

B. bei Kaltfrontniederschlägen zwischen 16 und 4 Uhr MEZ
Häufigkeiten der positiven oder negativen ΔT in anderen Niveaus

	Zahl der Fälle	ΔT	Häufigkeit der ΔT in folgenden Niveaus: am Boden	850 mb	700 mb	600 mb	300 mb
b_1) bei *positivem* ΔT von 16 bis 4 Uhr MEZ im 500 mb-Niveau							
Frühling	11	positiv	—	3	6	4	3
		negativ	11	8	5	7	7
Sommer	10	positiv	—	3	5	8	5
		negativ	10	7	5	2	5
Herbst	8	positiv	—	—	3	5	4
		negativ	8	8	5	3	4
Winter	12	positiv	4	6	7	8	5
		negativ	8	6	5	4	6
Jahr	41	positiv	4	12	21	25	17
		negativ	37	29	20	16	22
b_2) bei *negativem* ΔT von 16 bis 4 Uhr MEZ im 500 mb-Niveau							
Frühling	18	positiv	3	5	4	1	13
		negativ	15	13	14	17	5
Sommer	20	positiv	—	—	3	3	5
		negativ	20	20	17	17	15
Herbst	27	positiv	1	4	2	4	12
		negativ	26	23	25	23	14
Winter	14	positiv	2	2	3	2	7
		negativ	12	12	11	12	7
Jahr	79	positiv	6	11	12	10	37
		negativ	73	68	67	69	41

Tabelle 7 (Fortsetzung)

C. bei Warmfrontniederschlägen zwischen 4 und 16 Uhr MEZ
Häufigkeiten der positiven oder negativen ΔT in anderen Niveaus

	Zahl der Fälle	ΔT	Häufigkeit der ΔT in folgenden Niveaus: am Boden	850 mb	700 mb	600 mb	300 mb
c_1) bei *positivem* ΔT von 4 bis 16 Uhr MEZ im 500 mb-Niveau							
Frühling	16	positiv	16	12	11	10	12
		negativ	—	4	5	6	3
Sommer	15	positiv	13	10	9	11	7
		negativ	2	5	6	4	8
Herbst	17	positiv	16	11	10	14	11
		negativ	1	6	7	3	5
Winter	15	positiv	10	8	10	12	8
		negativ	5	7	5	3	4
Jahr	63	positiv	55	41	40	47	38
		negativ	8	22	23	16	20
c_2) bei *negativem* ΔT von 4 bis 16 Uhr MEZ im 500 mb-Niveau							
Frühling	8	positiv	8	6	5	5	5
		negativ	—	2	3	3	3
Sommer	3	positiv	3	2	2	—	3
		negativ	—	1	1	3	—
Herbst	12	positiv	10	3	6	3	5
		negativ	2	9	6	9	5
Winter	18	positiv	12	10	7	3	8
		negativ	6	8	11	15	8
Jahr	41	positiv	33	21	20	11	21
		negativ	8	20	21	30	16

D. bei Warmfrontniederschlägen zwischen 16 und 4 Uhr MEZ
Häufigkeiten der positiven oder negativen ΔT in anderen Niveaus

	Zahl der Fälle	ΔT	Häufigkeit der ΔT in folgenden Niveaus: am Boden	850 mb	700 mb	600 mb	300 mb
d_1) bei *positivem* ΔT von 16 bis 4 Uhr MEZ in 500 mb-Niveau							
Frühling	7	positiv	1	4	5	5	2
		negativ	6	3	2	2	4
Sommer	2	positiv	—	1	1	2	1
		negativ	2	1	1	—	1
Herbst	8	positiv	1	6	6	7	3
		negativ	7	2	2	1	5
Winter	19	positiv	6	14	15	16	6
		negativ	13	5	4	3	11
Jahr	36	positiv	8	25	27	30	12
		negativ	28	11	9	6	21
d_2) bei *negativem* ΔT von 16 bis 4 Uhr MEZ in 500 mb-Niveau							
Frühling	16	positiv	1	5	4	2	1
		negativ	15	11	12	14	14
Sommer	6	positiv	—	1	1	1	1
		negativ	6	5	5	5	5
Herbst	12	positiv	3	6	6	3	3
		negativ	9	6	6	9	9
Winter	15	positiv	5	5	6	5	4
		negativ	10	10	9	10	10
Jahr	49	positiv	9	17	17	11	9
		negativ	40	32	32	38	38

oberen Troposphäre positive und negative Temperaturänderungen gleich häufig.

Es ist bemerkenswert, daß aus einem Vergleich der Tabellen 6 A und 7 A hervorgeht, daß sowohl in der Anzahl der Fälle wie auch in den Beziehungen der Temperaturänderungen in verschiedenen Niveaus der Troposphäre zueinander bei Kaltfrontniederschlägen tagsüber die Bezugsetzung zu den Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau fast das gleiche Bild ergibt, wie die Bezugsetzung zum 500 mb-Niveau. Größere Unterschiede treten dagegen bei Kaltfrontniederschlägen zwischen 16 Uhr und 4 Uhr ein, wie aus dem Vergleich der Tabellen 6 B und 7 B ersichtlich ist. Bei diesen Niederschlägen ist die Häufigkeit positiver Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau fast doppelt so groß wie die Anzahl positiver Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau und entsprechend ist die Anzahl negativer Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau kleiner als im 850 mb-Niveau.

Bei positiven Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau bei Kaltfrontniederschlägen nachts ist am Boden in $^9/_{10}$ der Fälle die Temperatur um 4 Uhr niedriger als um 16 Uhr des Vortages (Tab. 7 B, b_1). In der unteren Troposphärenhälfte nimmt die Zahl der positiven Temperaturänderungen mit der Höhe stark zu und die der negativen Temperaturänderungen entsprechend ab. In der oberen Troposphäre (300 mb-Fläche) ist die Zahl der positiven Temperaturänderungen aber wieder kleiner als die der negativen Änderungen (im Gegensatz zu den Fällen der Tabelle 6 B, b_1).

Bei negativen Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau bei Kaltfrontniederschlägen während der Nacht ist in fast allen Fällen die Temperaturänderung am Boden ebenfalls negativ (Tab. 7 B, b_2). Zum Unterschied zur Bezugnahme auf die negativen Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau (Tab. 6 B, b_2) sind hier die Häufigkeiten der positiven Temperaturänderungen kleiner und ändern sich nicht mit der Höhe. In der oberen Troposphäre kommt die Anzahl der positiven Temperaturänderungen der Anzahl der negativen Änderungen sehr nahe.

Bei Warmfrontniederschlägen tagsüber ist die Zahl der Fälle mit positiven bzw. negativen Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau fast gleich den Häufigkeiten der entsprechenden Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau, wie der Vergleich der Tabellen 6 C und 7 C zeigt.

Bei positiven Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau bei Warmfrontniederschlägen tagsüber kommen am Boden in $^1/_8$ der Fälle negative Temperaturänderungen vor (Tab. 7 C, c_1). Im 850 mb-Niveau macht die Zahl der negativen Temperaturänderungen im Jahresdurchschnitt schon $^1/_3$ und im 600 mb-Niveau auch noch $^1/_4$ der Fälle aus. In der oberen Troposphäre kommen in fast $^2/_3$ der Fälle ebenfalls positive Temperaturänderungen vor.

Bei negativen Temperaturänderungen im 500-mb-Niveau bei Warmfrontniederschlägen tagsüber treten am Boden nur in $^1/_5$ der Fälle ebenfalls negative Temperaturänderungen ein (Tab. 7 C, c_2). Im 850- und im 700 mb-Niveau sind positive und negative Temperaturänderungen fast gleich häufig. Im 600 mb-Niveau machen die negativen Temperatur-

änderungen schon $^3/_4$ der Fälle aus. In der oberen Troposphäre sind positive Temperaturänderungen etwas häufiger als negative.

Bei Warmfrontniederschlägen zwischen 16 und 4 Uhr kommen im 500 mb-Niveau Fälle mit positiven Temperaturänderungen etwas seltener und mit negativen Temperaturänderungen etwas häufiger vor als im 850 mb-Niveau, wie einem Vergleich der Tabellen 6 D und 7 D zu entnehmen ist.

Bei positiven Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau bei Warmfrontniederschlägen nachts sind in den weitaus überwiegenden Fällen die Temperaturen am Boden um 4 Uhr niedriger als um 16 Uhr des Vortages (Tab. 7 D, d_1). Im 850 mb-Niveau treten aber negative Temperaturänderungen im Jahresdurchschnitt nicht einmal mehr in $^1/_3$ aller Fälle auf und ihre Häufigkeit nimmt in der unteren Troposphärenhälfte mit der Höhe stark ab; in der oberen Troposphäre (300 mb) kommen aber negative Temperaturänderungen wieder fast doppelt so oft vor wie positive.

Bei negativen Temperaturänderungen im 500 mb-Niveau bei Warmfrontniederschlägen nachts treten sowohl am Boden wie auch in der oberen Troposphäre in $^1/_5$ der Fälle positive Temperaturänderungen auf, die hauptsächlich im Winter und im Herbst vorkommen (Tab. 7 D, d_2). In der unteren Troposphärenhälfte ist die Zahl der positiven Temperaturänderungen fast doppelt so groß wie am Boden und in der oberen Troposphäre. Es sind dies ähnliche Verhältnisse, wie sie auch bei Bezugnahme auf die negativen Temperaturänderungen im 850 mb-Niveau bei nächtlichen Warmfrontniederschlägen (Tab. 6 D, d_2) festzustellen sind.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Untersuchung der Temperaturänderungen in der freien Atmosphäre bei Niederschlägen gezeigt hat, daß die Verhältnisse keineswegs so einfach liegen, wie man nach den schematischen Vorstellungen von den Vorgängen in der freien Atmosphäre bei Kaltfronten und Warmfronten erwarten sollte. Das statistische Bild zeigt eine große Mannigfaltigkeit von Beziehungen zwischen den Temperaturänderungen in verschiedenen Höhenstufen, deren Klärung wahrscheinlich nur aus Untersuchungen von Einzelfällen zu erwarten sein wird.

Literatur

1. Holzapfel, R. u. M. Manig: Zum mittleren täglichen Gang von Temperatur und Druck in der freien Atmosphäre über Deutschland. Meteorol. Rdsch. 8, 85—88 (1955).
2. Schumann, T. E. W. und M. P. van Rooy: Frequency of Fronts in the Northern Hemisphere. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A. 4, 87—97 (1951).

551.524.7

(Meteorological Office, London)

The Tropospheric Temperature Lapse Rate

By

J. G. Moore

Summary. NEUMANN [*1*] has shown that the mean lapse rate through the whole troposphere decreases from the Equator to the North Pole. The present note shows also that the mean tropospheric lapse rate above the surface layers has little latitudinal variation either in January or July and has a mean value of 6.4°C/km.

Zusammenfassung. NEUMANN [*1*] hat gezeigt, daß der mittlere vertikale Gradient der Temperatur durch die ganze Troposphäre vom Äquator bis zum Nordpol abnimmt. In unserer Untersuchung wird gezeigt, daß in der Troposphäre der mittlere vertikale Temperaturgradient oberhalb der bodennahen Schichten weder im Januar noch im Juli große Veränderungen in den verschiedenen Breitengraden aufweist und einen mittleren Wert von 6.4°C/km hat.

Résumé. NEUMANN [*1*] a montré que les valeurs du gradient vertical moyen de température diminuent dans tous les niveaux de la troposphère de l'équateur au pôle Nord. Dans la présente étude on montre que, dans la troposphère, au-dessus des couches atmosphériques proches de la surface du sol, le gradient vertical moyen de température ne présente pas de différences importantes entre le diverses latitudess, ni en janvier, ni en juillet, et que sa valeur moyenne est de 6.4°C/km.

In an article in an earlier issue of this Journal, J. NEUMANN [*1*] gave values of average tropospheric lapse rate of temperature for different latitudes. The lapse rate he defined as the mean vertical temperature gradient between the surface and the average height of the tropopause, and his values were calculated directly from the averages of surface temperature, tropopause height and temperature.

The interesting figures he produced show a decrease of lapse rate from equator to the North Pole in both January and July. These, however, include the not insignificant effects of the surface inversions of middle and high latitudes in the northern hemisphere, and also of daily variations in the height of the tropopause. This present note indicates that in layers

unaffected by these factors, the lapse rate remains nearly constant for all latitudes in January and July, even though the average lapse rate from the surface to tropopause varies with latitude.

World charts of average upper air temperature for the mid-season months have been prepared in the Upper-Air Climatology Branch of the Meteorological Office [2]; these are based chiefly on radio-sonde observations made between the years 1941 and 1952. From the charts, values of lapse rate in January and July between the 700 and 300 mb levels, have been computed for every 10° of latitude and 20° of longitude between 80° N and 50° S.

At most places other than north of 45° N in January the 700—300 mb layer will lie completely in the troposphere and be free from the effects of surface inversions.

Table 1. *Temperature lapse rate between 700 and 300 mb*

Latitude	January					July		
	Laps rate °C/km					Lapse rate °C/km		
	Average		No. of Values	Highest	Lowest	Average	Highest	Lowest
	A(i)	A(ii)*		B	C	D	E	F
80° N	5.7	—		6.1	5.3	6.2	6.4	5.9
70°	5.7	6.5	(4)	6.6	4.9 (6.3)*	6.3	6.8	6.0
60°	5.9	6.2	(9)	6.7	5.0 (6.0)*	6.5	6.8	6.1
50°	6.1	6.4	(12)	6.7	5.2 (6.0)*	6.4	6.9	5.8
40°	6.4	6.4	(18)	7.0	5.2	6.4	7.3	5.6
30°	6.5	6.5	(18)	7.3	5.1	6.4	7.2	5.8
20°	6.5	6.5	(18)	7.0	5.9	6.5	7.1	5.8
10°	6.5	6.5	(18)	6.7	6.2	6.4	6.6	6.1
0°	6.3	6.3	(18)	6.5	6.0	6.3	6.5	6.1
10° S	6.2	6.2	(18)	6.4	6.0	6.3	6.6	6.0
20°	6.3	6.3	(18)	6.7	6.1	6.2	6.5	5.9
30°	6.8	6.8	(18)	7.4	6.2	6.5	6.7	6.3
40°	6.7	6.7	(18)	7.6	6.3	6.9	7.3	6.7
50°	6.3	6.3	(18)	6.7	5.9	6.8	7.2	6.5
Mean All latitudes	6.3	6.4				6.4		

* Excluding cases affected by tropopause and surface inversion.

Table 1 shows the average, and highest and lowest of the 18 values of lapse rate calculated for each latitude. The latitudinal averages in columns A (i) and D show no great variation with latitude except north of 50° N in January. In winter over large land masses in those latitudes, a well marked surface inversion extending above the 700 mb surface is a common feature of the average temperature-height curve; also in these areas tropopauses frequently occur at a pressure greater than 300 mb. On excluding the values at any of the selected positions which were considered likely to be affected by such phenomena, the averages in column A (ii) were obtained; these revised figures now show only small variation with latitude.

For the most part it was not possible to make a detailed study of the lapse rates for the higher latitudes of the northern hemisphere over a complete network, owing to the scantiness of data. Average temperature-height curves published by the Toronto Meteorological Division [*3*], however, suggested that the lapse rates over Northern Canada in the free troposphere were of the order of those in more southern latitudes.

It would, therefore, appear not unreasonable to assume that the average tropospheric lapse rate between 700 and 300 mb shows little variation with latitude from 80° N to 50° S, for both January and July, the average for all latitudes being 6.4° C/km. It must be borne in mind, however, that in the higher latitudes of the northern hemisphere this value may be applicable to only a comparatively small part of the layer between 700 and 300 mb.

The figures in columns B, C, E and F of the Table demonstrate that, for the most part, there is no great variation in lapse rate with longitude.

It is also of interest to note that the one major anomaly of lapse rate occurs to the south and east of Japan (lapse rate = 5.1° C/km). This is the region of maximum velocity of the sub-tropical jet stream and also an area of large scale subsidence.

References

1. Neumann, J.: Latitudinal variation of tropospheric temperature lapse rate. Arch. Met. Geoph. Biokl., Serie A, **8**, 351 (1955).

2. Goldie, N., J. G. Moore and E. E. Austin: Upper air temperature over the world. Meteorological Office, London. (Awaiting publication.)

3. Toronto, Dept. of Transport, Met. Division.: Aerological Data for Northern Canada, Toronto, 1949.

551.513.1 : 551.543.5

(Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien)

Untersuchungen über den Anteil bestimmter Atmosphärenschichten am Zustandekommen von Bodendruckänderungen

Von

Franz Huber-Pock

Mit 6 Textabbildungen

Zusammenfassung. Um den Beitrag verschiedener atmosphärischer Schichten am Zustandekommen der Bodendruckänderungen zu studieren, wird mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung und der Vorticitygleichung die sogenannte reziproke Wirbelgleichung abgeleitet. An Hand eines konkreten Falles wird das Integral über diese Gleichung über die ganze Atmosphäre numerisch ausgewertet. Der Integrand kann hiebei als „Beitrag" einer bestimmten Schicht zur Bodendruckänderung angesehen werden, da nur die lokale und zweidimensional-konvektive Änderung der reziproken Vorticity maßgeblich ist. Im Zusammenhang mit dieser Analyse werden auch Aussagen über das kompensierende Verhalten der Schichten der freien Atmosphäre gemacht. Die Schwierigkeiten und Ungenauigkeiten der Wirbelanalyse werden dann durch Einführung einer skalaren Größe (potentielle Temperatur) zu umgehen versucht. Hiebei wird die Divergenz auf den p-Flächen aus entsprechenden Änderungen der potentiellen Temperatur abgeleitet. Qualitativ zeigen beide Methoden im wesentlichen dieselben Ergebnisse, nämlich daß im Mittel den größten Beitrag zu den Bodendruckänderungen die höheren Schichten der Troposphäre liefern; allerdings wurde der Einfluß der bodennahen Schicht in der Untersuchung nicht berücksichtigt.

Summary. The so-called reciprocal vorticity equation is derived with the aid of the continuity equation and the vorticity equation to study the part the different atmospheric layers have in bringing about surface presssure variations. By a concrete example the integral of this equation over the entire atmosphere is numerically evaluated. Therein the integrand can be considered as "contribution" of a determined layer to the variation of the surface pressure, as only the local and two-dimensionally convective variation of the reciprocal vorticity is to be referred to. In connection with this analysis the compensating effect of the layers of the free atmosphere is discussed, too. An attempt has been made to avoid difficulties and inaccuracies in analyzing the vorticity by introduction of a scalar quantity (potential temperature). Thereby

the divergence on the p-surfaces is deduced from corresponding variations of the potential temperature. Qualitatively, both methods lead practically to the same results which means that, on the average, the higher layers of the troposphere contribute mostly to the variations of the surface pressure; it is true, however, that the influence of the surface layer was not considered in this investigation.

Résumé. Pour déterminer la part des différentes couches de l'atmosphère dans les variations de pression au sol, on a établi l'équation dite tourbillonnaire réciproque à l'aide de l'équation de continuité et de celle de vorticity. Sur la base d'un cas concret on calcule l'intégrale de cette équation, étendue à toute l'atmosphère. On peut considérer l'intégrande comme apport d'une couche déterminée à la variation de pression au sol, puisque seule la variation convective à deux dimensions de la vorticity réciproque est déterminante. Cela amène aussi à considérer l'effet compensateur des couches de l'atmosphère libre. On tente d'éviter les difficultés et les inexactitudes de l'analyse tourbillonnaire en introduisant une grandeur scalaire (température potentielle). La divergence sur les surfaces p peut alors se déduire des variations correspondantes de la température potentielle. Du point de vue qualitatif les deux méthodes fournissent à peu près les mêmes résultats, c'est à dire qu'en moyenne ce sont les couches supérieures de la troposphère qui fournissent le plus grand apport aux variations de pression au sol; il est vrai que le rôle de la couche voisine du sol n'a pas été considéré.

I. Einleitung

Die Vorhersage der Verteilung der Bodendruckänderungen gehört auch heute zu den Hauptschritten der täglichen Wettervorhersage. Mit fortschreitender Kenntnis der Verhältnisse in der freien Atmosphäre und mit zunehmendem Verlangen nach kausaler Interpretation der Vorgänge wurde eine große Reihe von Theorien entwickelt, welche meist unter dem Begriff *Zyklonentheorien* zusammengefaßt werden können. Im Hinblick auf die Ergebnisse der modernen theoretischen Meteorologie soll versucht werden, den Mechanismus der Vorgänge, die für Druckänderungen maßgebend sind, zu untersuchen. Hierbei muß eine Arbeitsweise angewandt werden, die man als „post-mortem"-Methode bezeichnen kann. Es handelt sich dabei um ein Studium der maßgeblichen Gleichungen bzw. des Verhaltens von Termen derselben im Nachhinein. Dieser Vorgang läuft gewissermaßen darauf hinaus, festzustellen, wie die Atmosphäre die dynamischen Gleichungen löst. Wir werden sehen, welche Schwierigkeiten sich bei dieser Fragestellung ergeben und inwieweit die Methode überhaupt realisierbar ist.

II. Theoretische Grundlagen

Als Grundlage für die nachfolgende Untersuchung dient die von ROSSBY [*1*] in die dynamische Meteorologie eingeführte Vorticity-Gleichung. Sie schreibt sich (REUTER [*2*]) im (x, y, p, t)-System, d. h. bei Verwendung des Luftdruckes p als vertikale Koordinate:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u\frac{\partial \eta}{\partial x} + v\frac{\partial \eta}{\partial y} + \omega\frac{\partial \eta}{\partial p} = -\eta\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) + F \qquad (1)$$

mit $\eta \equiv \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + 2\,\Omega \sin\varphi \qquad \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \equiv \zeta$

Es bedeuten dabei:

u, v die Geschwindigkeitskomponenten in der x- (Ost-) bzw. y- (Nord-) Richtung, Ω die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, φ die geographische Breite. $\omega \equiv dp/dt$ die generalisierte Vertikalgeschwindigkeit und $F \equiv -(\partial\omega/\partial x \cdot \partial v/\partial p - \partial\omega/\partial y \cdot \partial u/\partial p)$ den sogenannten Frontenterm oder Vertikalschwenkungsterm (Raethjen [3]).

Es ist naheliegend, beim Studium des Druckänderungsfeldes, das von sehr kleinen Größen (Divergenzen des Geschwindigkeitsfeldes) abhängt, die vielfach aus dem zur Verfügung stehenden Material nicht ermittelbar sind, auf die Vorticitygleichung zurückzugreifen, was größenordnungsmäßige Vorteile mit sich bringt. (Größenordnung von Divergenz $\sim 10^{-6}$ gegenüber der Vorticity von nur 10^{-4} C. G. S.-Einheiten). Deshalb wurde versucht, an Hand der Gleichung (1) die Beiträge der einzelnen Schichten der freien Atmosphäre zu den Bodendruckänderungen zu studieren. Wie im folgenden gezeigt wird, sind dazu einige Transformationen notwendig. In der Gleichung (1) sind nämlich zwei Terme enthalten, die der direkten Messung und auch der indirekten Bestimmung große Schwierigkeiten entgegensetzen und zwar ω und F. Zunächst wurde für die weiteren Überlegungen F vernachlässigt. Dies kann wohl in vielen Fällen unbedenklich getan werden, da anzunehmen ist, daß der Term um mindestens eine Zehnerpotenz kleiner als die anderen ist. Es hat sich allerdings im Laufe der Untersuchung herausgestellt, daß dies nicht immer der Fall sein muß. Um den ω-Term auszuschalten, wurde eine Transformationsmethode nach Hollmann [4] angewendet.

Die reziproke Vorticitygleichung lautet nach Hollmann

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{1}{\eta}\right) + u\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{\eta}\right) + v\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{1}{\eta}\right) + \frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\omega}{\eta}\right) = 0. \qquad (2)$$

Sie ergibt sich aus (1) mit Verwendung der Kontinuitätsgleichung.

In der Gleichung (2) kann jetzt der Vertikalterm durch entsprechende Randbedingungen eliminiert werden, wenn wir über die ganze Atmosphäre integrieren. Wir erhalten dann mit den Randbedingungen:

an der Grenze der Atmosphäre: $\omega^o \to 0$ für $p \to 0$

am Boden: $\omega_o = dp_o/dt \cong \partial p_o/\partial t$

die Tendenzgleichung in der Form:

$$\frac{\partial p_o}{\partial t} = \eta_o \int_{po}^{o}\left[\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{1}{\eta}\right) + \mathfrak{v}\cdot\nabla_2\left(\frac{1}{\eta}\right)\right]dp \qquad (2a)$$

mit $\mathfrak{v}$ als Vektor mit den Komponenten (u, v).

Die Gleichung (2a) kann auch als Integralform der reziproken Vorticitygleichung bezeichnet werden. Das Verhalten des Integranden in (2a) läßt sich aus einer Analyse der auf den Druckflächen stattfindenden zeitlichen und örtlichen Änderungen der (reziproken) absoluten Vorticity

studieren. Dies wurde auch im folgenden an Hand eines konkreten Falles durchgeführt. Zunächst wollen wir aber die Vereinfachungen, die zur Ableitung der Gleichung (2a) getroffen werden mußten, zusammenstellen. Es sind dies: 1. Vernachlässigung jeglicher Reibungs- und Turbulenzkräfte, 2. Vernachlässigung der Vertikalbeschleunigung gegenüber der Gravitationsbeschleunigung (quasi-statisches Verhalten) und 3. Vernachlässigung des Vertikalschwenkungstermes F.

III. Numerische Auswertung des Integrals (2a)

Zur numerischen Auswertung des Integrals (2a) muß eine „Wirbelanalyse" auf den einzelnen Höhenflächen durchgeführt werden. Zur Bestimmung der Vorticity η wurde angenommen, daß die Isopotentialen nicht allzu sehr von den Stromlinien abweichen und daß dort, wo keine direkten Messungen der Windgeschwindigkeit vorliegen, dieselbe durch den entsprechenden geostrophischen bzw. Gradientwind hinreichend genau gegeben sei. Bezüglich Einzelheiten der Ermittlung von η aus dem Stromlinienfeld sei auf REUTER [2] verwiesen. Liegt die Vorticity-Verteilung innerhalb einer Druckfläche vor, kann für die Bestimmung des Termes $\frac{\Delta}{\Delta t}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ die interdiurne Veränderlichkeit der Wirbelgröße an einem bestimmten Ort herangezogen werden. Ob ein so großer Zeitschritt allerdings zu rechtfertigen ist, werden wir später noch zu besprechen haben. Weitaus schwieriger gestaltet sich die numerische Auswertung der Vorticityadvektion, d. h. des Termes $\mathfrak{v} \cdot \nabla_2 \left(\frac{1}{\eta}\right)$ in (2a), da die Wahl der zeitlichen und räumlichen Inkremente sehr wesentlich ist. Bei einem Zeitschritt von $\Delta t = 24$ Stunden ist die (mittlere) Richtung und Geschwindigkeit der Vorticityadvektion wegen der mitunter erheblichen Änderung der Strömung selbst schwer abzuleiten. Auch bleibt die Frage offen, ob für solche Zeitschritte die Advektion überhaupt sinnvoll ist, da eine „Konservierung" der Vorticity nicht vorausgesetzt werden kann.

In seiner Arbeit über den meteorologischen Lärm konnte HINKELMANN [5] an Hand eines einfachen atmosphärischen Modells (homogene Atmosphäre mit linearisierten Bewegungsgleichungen und angenommenem Grundzustand) zeigen, daß die quasi-hydrostatischen Prozesse durch ein Initialfeld des Druckes annähernd bestimmt werden können, wobei die Lärmphänomene vom ageostrophischen Feld dieses Initialdruckfeldes abhängen. Man kann jedoch mit genügender Genauigkeit den Trend bzw. mittleren Verlauf der Feldumgestaltungen durch numerische Integration aus den quasi-geostrophischen Gleichungen berechnen. Für beide Verfahren (nämlich ageostrophische oder quasi-geostrophische) ergeben sich jedoch unterschiedliche vorauszusetzende Inkremente. HINKELMANN konnte zeigen, daß eine Integration der Gleichungssysteme, in welchen mit dem Lärm gerechnet wird, ein zeitliches Inkrement von ca. 1 Stunde, bei Integration der Gleichungen ohne Lärm von ca. 19 Stunden erfordert. Im ersten Fall handelt es sich um Gleichungen, die unausgeglichene,

den Lärm noch enthaltende Meßwerte verarbeiten, während im zweiten Fall geglättete und geostrophische Werte eingehen. Für den hier betrachteten Fall, in welchem geglättete und gradientwindapproximierte Meßwerte zur Verarbeitung kommen, wurde daher die zweite Lösungsform mit einem 19 Stunden-Inkrement verwendet.

Mit Rücksicht auf die Verfügbarkeit von Karten zu den entsprechenden Terminen mußte ein 24 Stunden-Inkrement gewählt werden.

Der Ausdruck

$$\mathfrak{v} \cdot \nabla_2 \left(\frac{1}{\eta}\right) = u \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{\eta}\right) + v \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{1}{\eta}\right)$$

läßt sich in der Form

$$c \cdot \frac{\partial}{\partial s}\left(\frac{1}{\eta}\right)$$

schreiben, wobei $c = |\mathfrak{v}|$ ist (s. Reuter [2]).

Aus den beiden Topographien der verschiedenen Höhendruckflächen, die jeweils 24 Stunden auseinanderliegen, wurde eine mittlere Druckverteilung gebildet, in der die mittlere Richtung und Geschwindigkeit, sowie deren Veränderungen beinhaltet sind.

Die „Integration" erfolgt also nicht für eine Reihe von kleinen Einzelschritten mit jeweilig bestimmtem, räumlichem und zeitlichem Inkrement, sondern für alle 24 Stunden in einem Schritt. Dieses Verfahren ist natürlich nur dann zulässig, wenn es sich um eine „post-mortem-Integration" handelt.

Die Advektion ändert sich von Inkrement zu Inkrement, also von Integrationsschritt zu Integrationsschritt. Dieser Änderung der Advektion wird im vorliegenden Fall, wo nur ein Schritt durchgeführt wird, dadurch Rechnung getragen, daß die mittlere Änderung der Advektionskomponente im nachhinein bestimmt wird. Das sich ergebende Mittel zeigt die mittlere Richtung und Stärke der Höhenströmung während des großen Integrationsschrittes von 24 Stunden und beinhaltet die Änderungen der Advektion, da $\frac{\Delta}{\Delta s}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ ja nur auf der Strombahn S gemessen werden darf, in vorliegendem Fall auf der mittleren Strombahn $\bar{S}$, die die zeitliche Änderung bereits durch die Mittelung beinhaltet. $\frac{\Delta}{\Delta s}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ ist variabel mit der Geschwindigkeit entlang der mittleren Strombahn $\bar{S}$ und wird als eine Funktion des 24stündigen mittleren Windweges $\bar{S}$ angesetzt, d. h. es wird ein Gradient jeweils entlang der Bahn des 24stündigen Windweges bestimmt. Bei der Berechnung der Advektion wird also quasi ein „Luftpartikel" mit seiner konservierten Wirbelgröße entlang einem mittleren „post-mortem" bestimmten Windweg geführt und ändert somit am Endpunkt dieses Weges die dortige Wirbelgröße der mitgeführten entsprechend. Die lokalen Effekte der Wirbelgrößenänderung werden dabei erst später bei der Summierung berücksichtigt. Auch dies ist nur bei einer „post-mortem-Behandlung" des Problems statthaft. Im „prognostischen Fall" erleidet die Wirbelgröße bekanntlich auf dem gesamten Verlauf der Windbahn jeweils per Inkrement entsprechende lokale Änderungsimpulse, die sie gleichsam konserviert und mitführt.

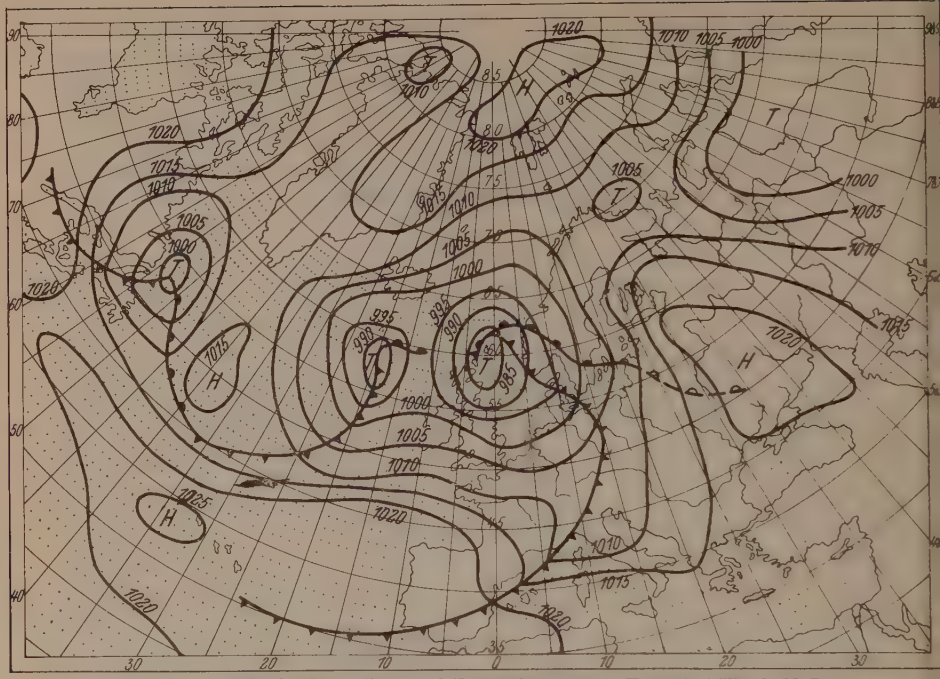

Abb. 1. Bodendruckverteilung und Frontenlage vom 1. X. 1950, 6 Uhr G. M. T.

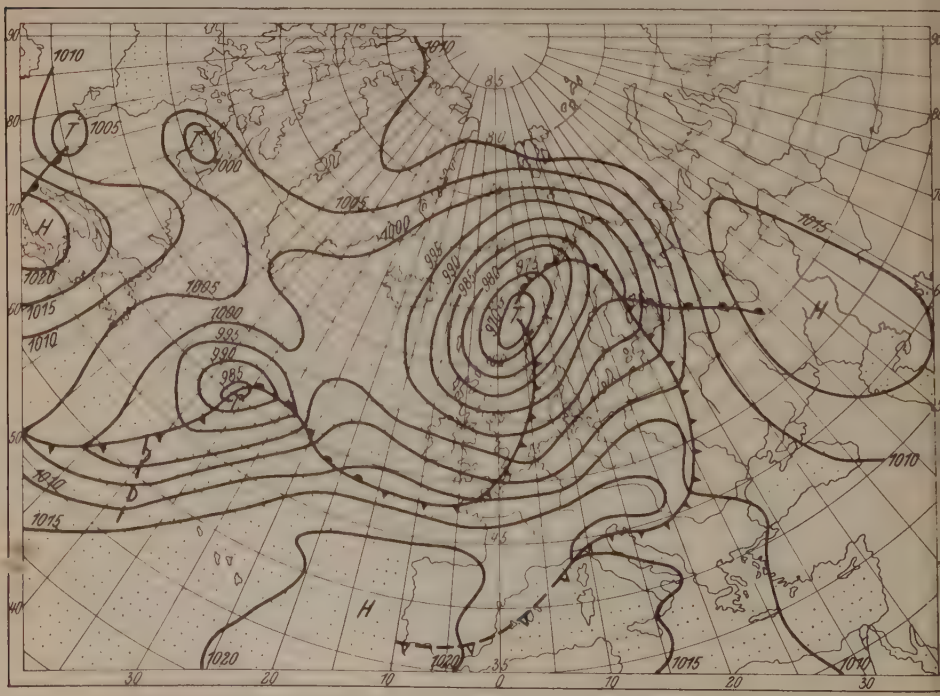

Abb. 2. Bodendruckverteilung und Frontenlage vom 2. X. 1950, 6 Uhr G. M. T.

Im „prognostischen Fall" müßte sie daher auch so schrittweise ermittelt werden. Bei der „post-mortem-Behandlung" werden alle diese Änderungen generalisiert bei der abschließenden Summierung berücksichtigt, weil sie in dem empirisch gewonnenen Wert $\frac{\Delta}{\Delta t}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ bereits enthalten sind. Freilich liegt diesem Vorgehen die Annahme zugrunde, daß die advehierte Wirbelgröße bis zum Endpunkt der 24stündigen Advektion konserviert geführt wird und erst zum Abschluß die lokalen Zuschläge $\frac{\Delta}{\Delta t}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ erhält. Bei Wahl so großer zeitlicher und räumlicher Inkremente erscheint dies zunächst allerdings bedenklich, da während des Wirbeltransportes jeweils beträchtliche lokale $\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{1}{\eta}\right)$-Impulse die Advektion verändern.

Die Erfahrung zeigt jedoch, daß tatsächlich eine weitgehende Konservierung der transportierten Wirbelgebilde eintritt.

Die numerische Auswertung der Gleichung wurde in 4 Schritten durchgeführt:

1. Berechnung des Terms $\frac{\Delta}{\Delta t}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ durch Differenzbildung aus dem $\frac{1}{\eta}$-Feld.

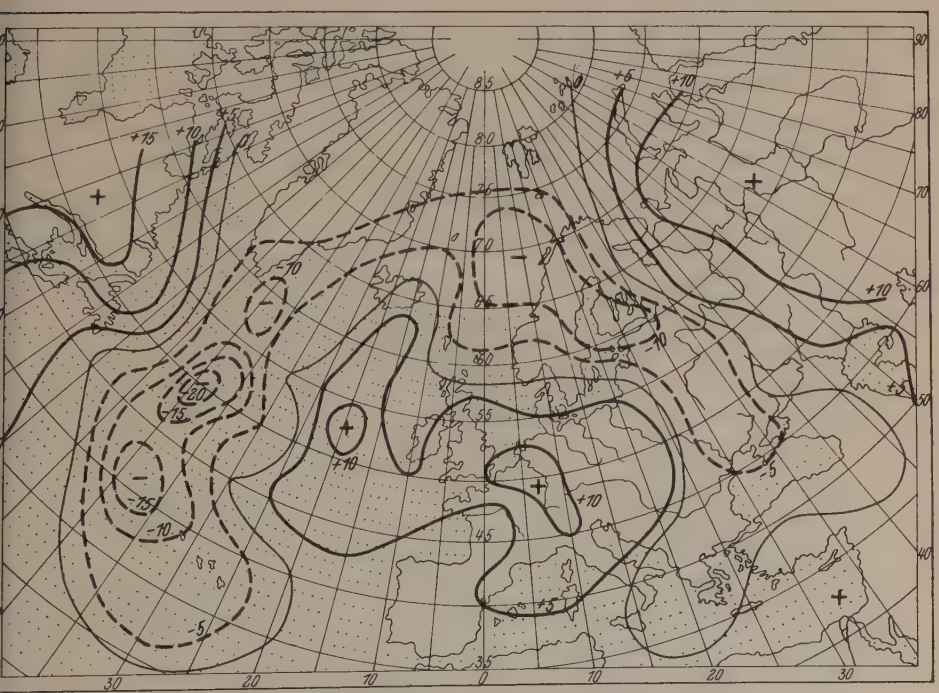

Abb. 3. Boden-Isallobaren vom 1. bis 2. X. 1950, 6 Uhr G. M. T.

2. Bestimmung der Advektion $\bar{c}\,\frac{\Delta}{\Delta s}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ mit Hilfe der entsprechenden Mittelkarten.

3. Summierung der Werte $\frac{\Delta}{\Delta t}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ und $\bar{c}\,\frac{\Delta}{\Delta s}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ für je eine bestimmte Schicht.

4. Summierung der einzelnen Schichtenwerte über die Vertikale und synoptisch-kartographische Darstellung des Integranden.

Von einer Multiplikation mit der vertikalen Druckdifferenz und der absoluten Wirbelgröße im Niveau der Randbedingung wurde Abstand genommen, weil nicht gehofft werden konnte, daß eine Übereinstimmung mit den absoluten Werten der Bodendruckänderung nach (2a) zu erreichen ist.

Die vorher besprochene Wirbelanalyse wurde schließlich an Hand eines konkreten Falles (Wetterlage vom 1. und 2. Oktober 1950) studiert und der Integrand in Gleichung (2a) numerisch ausgewertet. Die Abb. 1 und 2 zeigen die betreffende Wetterlage im Meeresniveau um 6 Uhr G. M. T. Die Abb. 3 stellt die interdiurne Druckänderung dar.

IV. Ergebnisse der Wirbelanalyse

A. Aus der Analyse der Wirbelstärke in der freien Atmosphäre

Bei Betrachtung der Vertikaldiagramme der Wirbelgröße stellen wir eine beträchtliche Veränderung mit der Höhe fest. Die Veränderungen mit zunehmender Höhe sind jedoch jeweils gegenläufig. Einer zunächst abnehmenden (zunehmenden) Wirbelgröße folgt in der nächsthöheren Schicht eine zunehmende (abnehmende) Wirbelgröße. Dieser Vorgang wiederholt sich mitunter öfters. $\frac{\partial \zeta}{\partial p}$ wird nur in quasi infinitesimal-dünnen Schichten gleich Null. Die Wendepunkte der Wirbelgrößenkurven, an welchen $\frac{\partial \zeta}{\partial p}$ gleich Null ist, liegen besonders häufig an der 500 mb- oder der 225 mb-Fläche. Oft tritt aber auch der Fall ein, daß zwei Niveaus in Erscheinung treten, in welchen $\frac{\partial \zeta}{\partial p}$ gleich Null ist. Bevorzugte Flächen in dieser Hinsicht sind 500 und 225 mb.

Die vertikale Wirbelanalyse zeigt also ein *Pendeln* der Wirbelfelder mit aufwärts abnehmendem Druck um die Null-Lage, also eine Art „Kompensation" der Wirbelzustände.

B. Aus der „numerischen Integration" der reziproken Wirbelgleichung

Die vertikalen Diagramme, in welchen Advektion und lokale Änderung der reziproken Vorticity dargestellt sind, zeigen ebenfalls eine Gegenläufigkeit und zwar in zweifacher Hinsicht (s. Abb. 4a—f):

1. ein Pendeln der $(L + A)$-Werte[1] mit aufwärts abnehmendem Druck um die Null-Lage, welche offensichtlich eine „dynamische Kompensation" aufrecht zu erhalten trachtet.

[1] $(L+A) \equiv \frac{\Delta}{\Delta t}\left(\frac{1}{\eta}\right) + \bar{c}\,\frac{\Delta}{\Delta s}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ [lokale Änderung plus Advektion].

2. eine Gegenläufigkeit, d. h. ein spiegelbildliches Verhalten des lokalen und advektiven Terms der totalen, absoluten reziproken Wirbelgrößenänderung, wobei letztere Änderung möglichst geringgehalten wird.

3. Abweichungen von diesem spiegelbildlichen Verhalten treten nur bei starker *Entwicklung* auf.

Dies äußert sich folgendermaßen:

a) Die Gegenläufigkeit mit der Höhe wird gestört, d. h. die Wirbeländerung mit dem aufwärts abnehmenden Druck verschärft sich. Auf den Vertikaldiagrammen muß dies als Störung der sonst vielfach symmetrisch pendelnden Wirbelgrößenkurven in Erscheinung treten, d. h. die Kurven sind zwar meist noch pendelnd, aber nicht mehr spiegelbildlich bzw. „kompensierend".

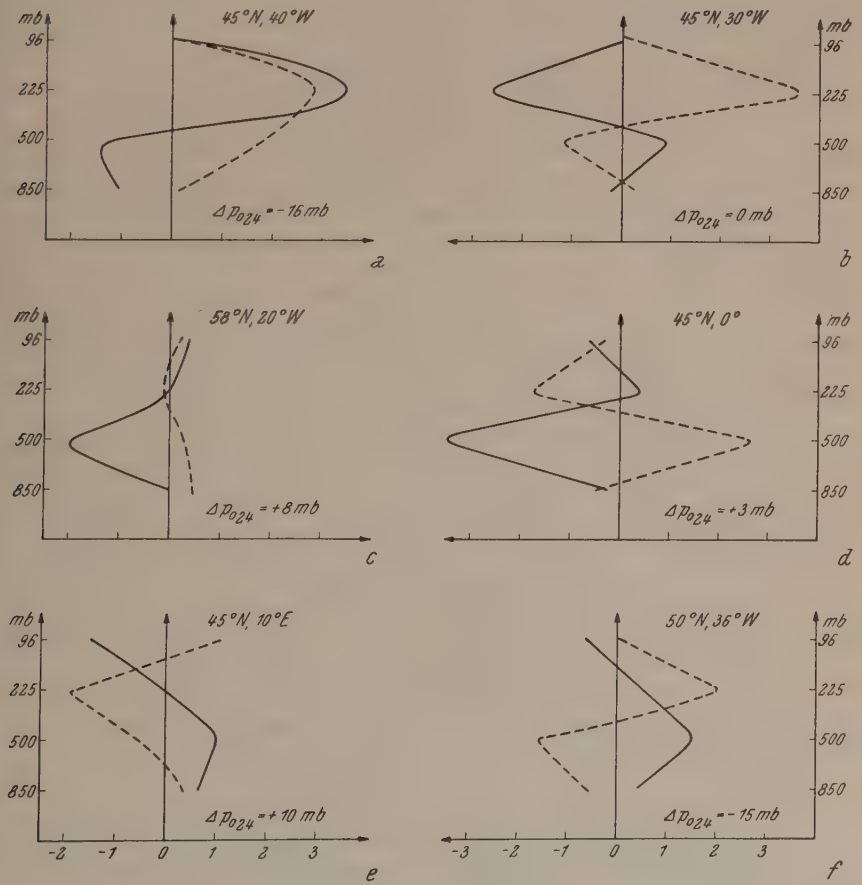

Abb. 4. Lokale Änderung (ausgezogene Linie) und Advektion der absoluten reziproken Vorticity (strichlierte Linie) in den Höhendruckflächen vom 1. X. bis 2. X. 1950, 6 Uhr G. M. T. für sechs verschiedene Punkte des Druckänderungsfeldes. Die aufgetragene Größe ist dimensionslos.

b) Die beiden Terme der totalen Änderung der reziproken Wirbelgröße sind entweder nicht gegenläufig oder gegenläufig, wobei jedoch ein Term beträchtlich „aus der Reihe fällt" und den anderen überwiegt. Starke „extreme Entwicklungen" treten nach bisherigen Erfahrungen in erster Linie bei großer lokaler Änderung $\frac{\Delta}{\Delta t}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ auf.

4. Eine gewisse Bevorzugung bestimmter Schichten, hinsichtlich der Größe des für die Bodendruckänderung ausschlaggebenden Beitrags läßt sich erkennen.

Nach bisherigen Erfahrungen läßt sich demgemäß folgende Aufstellung zusammenfassen (s. Abb. 5):

a) den größten Beitrag der freien Atmosphäre zu den Bodendruckänderungen liefert die 225 mb-Fläche (bzw. das Jet-stream-Niveau),

b) an zweiter Stelle steht die 500 mb-Fläche,

c) mit größerem Abstand folgen 96 mb und 850 mb mit dem geringsten Beitrag.

Fraglich ist freilich, welche Rolle die Bodenschicht spielt und ob sie nicht zumindest ebenso bedeutend für Bodendruckänderungen ist wie die der Tropopause benachbarten Niveaus. Eine Klärung kann in dieser Hinsicht dann erfolgen, wenn man die Reibung in die Wirbelgleichung einbezieht und auch die Bodenverhältnisse studiert. Wir können aus diesen Ergebnissen folgenden Schluß ziehen:

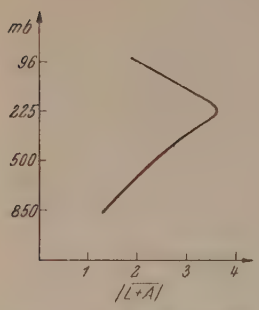

Abb. 5. Absoluter Betrag der interdiurnen (individuellen) Änderung der absoluten reziproken Vorticity $|L + A|$ im Mittel über insgesamt 36 Punkte des Druckänderungsfeldes.

Aus der „numerischen Integration" der reziproken Wirbelgleichung gewinnen wir den Eindruck, daß die atmosphärischen Bewegungen so verlaufen, daß einerseits die „dynamische Kompensation" mit dem aufwärts abnehmenden Druck gleichbleibt und andererseits der Term $(L + A)$ möglichst gering gehalten wird. Beides hat ein Geringhalten der Bodendruckänderungen zur Folge, d. h. die Atmosphäre sucht anscheinend in all ihren auszuführenden Bewegungen die Druckwellen zu dämpfen und die Druckänderungen am Boden dadurch gering zu halten. Es ist naheliegend, daß die sich daraus ergebende Problematik mit den Fragen der geostrophischen Adaptation von Druck- und Stromfeld eng verknüpft ist.

Eine beträchtliche Abweichung vom oben beschriebenen Verhalten tritt nur dann ein, wenn im Falle starker *Entwicklung* instabilisierende Störimpulse den quasi-geostrophischen Ablauf der Bewegungen verhindern.

Diskussion der Resultate

Aus den vorbesprochenen Ergebnissen der Wirbelanalyse erwachsen drei Probleme, die einer näheren Betrachtung und Interpretation wert sind:

1. die Gegenläufigkeit der Terme: $\frac{\Delta}{\Delta t}\left(\frac{1}{\eta}\right)$ und $\bar{c}\ \frac{\Delta}{\Delta s}\left(\frac{1}{\eta}\right)$

2. die barokline Wirbelvarianz mit der Höhe: $\frac{\partial \zeta}{\partial p}$

3. die Gegenläufigkeit der Kurve des Integranden $(L + A)$ mit aufwärts abnehmendem Druck.

Ad 1. Der Umstand, daß sich die atmosphärischen Stromfelder meist quasigeostrophisch verhalten und trotzdem mitunter zu großen Druckänderungen Anlaß geben, hat durch lange Zeit Schwierigkeiten bereitet. Erst die Einführung der geostrophischen Approximation der atmosphärischen Bewegungsgleichungen hat dem komplizierten Mechanismus der Adaptation von Druckfeld und Stromfeld Klärung gebracht.

Mit Hilfe der in dieser Arbeit durchgeführten Wirbelanalyse kann kein eindeutiger Rückschluß auf die Divergenzfreiheit bzw. auf das geostrophische Verhalten von Einzelschichten gezogen werden solange eine barokline Atmosphäre den Betrachtungen zugrunde liegt. Nur im barotropen Modell ist eine eindeutige Antwort möglich. Diese Tatsache läßt sich aus den vorausgesetzten Gleichungen erklären. Wir haben angesetzt, daß

$$\frac{\Delta_{po}}{\Delta t} = \eta_o \int_{po}^{o} (L + A)\, dp$$

ist. Wird $(L + A)$ identisch mit 0, dann bedeutet dies durchaus nicht, daß auch die Divergenz verschwindet. Die Transformation in die Integralform der reziproken Wirbelgleichung und der damit zusammenhängende Übergang in die rein horizontale Betrachtung ist ja nur deshalb gelungen, weil wir den Vertikalterm des Wirbeltransportes durch die Schicht durch entsprechende Wahl der Randbedingungen eliminiert haben, d. h. der Betrag einer Schicht zu den Bodendruckänderungen wird nicht durch ihre Divergenz, sondern durch den Betrag $(L + A)$ (also der in ihr stattgefundenen reziproken Wirbeländerung) bestimmt. Mit anderen Worten ausgedrückt, die Divergenz einer Schicht ist in diesem Sinne kein Maß für den Beitrag, den die Schicht „individuell", d. h. isobar (denn die Divergenz kann auch anisobare Beiträge leisten), zu den Bodendruckänderungen leistet.

Die Wirbelanalyse ergibt daher zweierlei Möglichkeiten:

α) Entweder entsteht tatsächlich ein quasi-geostrophischer Verlauf durch Divergenzfreiheit, weil der Term $\omega \frac{\partial \eta}{\partial p}$ verschwindet und gleichzeitig auch $L + A$ gleich 0 wird.

Dies kann geschehen:

a) im barotropen Modell: weil $\frac{\partial \eta}{\partial p}$ gleich 0 wird,

b) in der baroklinen Atmosphäre: wenn ω verschwindet.

β) Der Ablauf der Bewegungen geht so vor sich, daß zwar $(L + A)$ gleich 0 wird, der Vertikalterm des Wirbeltransportes jedoch nicht vernachlässigt werden kann: Das bedeutet, daß die Schicht „isobar" keinen Beitrag zu den Bodendruckänderungen geleistet hat, daß aber trotzdem die Vorgänge *nicht* geostrophisch bzw. nicht divergenzfrei verlaufen sind.

Aus diesem Verhalten der atmosphärischen Bewegungen ergibt sich folgendes:

Die Gegenläufigkeit der Terme L und A versucht deren Summe $L + A$ verschwinden zu lassen und damit den Beitrag der einzelnen Schichten der freien Atmosphäre möglichst gering zu halten. Die Atmosphäre erreicht dies (nämlich das Geringhalten) dadurch, daß sie entweder die Bewegungen geostrophisch ablaufen läßt oder durch den Vertikalterm $\omega \frac{\partial \eta}{\partial p}$ eine Ausweichmöglichkeit in die „dritte Dimension" schafft. In den wirklich beobachteten Strömungsfeldern ist dabei der letzteren Möglichkeit, wie die Ergebnisse zeigen, ein Vorzug eingeräumt. Diese Tatsache hängt mit dem Umstand zusammen, daß die Atmosphäre vorwiegend barokline Struktur aufweist und nur „quasi-infinitesimale" Schichten Barotropie zeigen.

Ad 2. Nach den Ergebnissen der Wirbelanalyse ist die „individuelle" Wirbeländerung nur in dünnen Schichten nahezu Null. Die Auswertungen zeigen, daß es Wetterlagen gibt, in welchen zwei oder mehrere solcher Schichten mit $\frac{\partial \zeta}{\partial p}$ und $(L + A) = 0$ auftreten. CHARNEY hat dieses Niveau bekanntlich als „equivalent-barotropic-level" bezeichnet. Es wurde weiterhin festgestellt, daß die Höhenlage dieses Niveaus schwankt und durchaus nicht mit der 500 mb-Fläche zusammenfallen muß, was für die numerische Integration der barotropen Wirbelgleichung mit Werten aus einer bestimmten Isobarenfläche sehr wichtig ist. BOLIN und CHARNEY [6] haben in einer Arbeit bereits darauf hingewiesen.

Die barokline Wirbelveränderung mit der Höhe wirft auch Licht auf den Mechanismus der *Entwicklung*.

Vorticitygleichung und Kontinuitätsgleichung widersprechen sich scheinbar:

Bei zunehmender Wirbelgröße müssen zwar einerseits zyklonale Stromfäden mit Konvergenz existieren, jedoch muß andererseits Druckfall eintreten. Dieser Widerspruch kann nur dadurch gelöst werden, daß man in einer baroklinen Atmosphäre die Beteiligung von mehreren atmosphärischen Schichten bei gegenläufiger Verteilung der Vergenzen als Ursache der vorliegenden Entwicklungseffekte annimmt.

Daß die freie Atmosphäre dieses Verhalten tatsächlich zeigt, beweisen die Vertikaldiagramme der Wirbelgröße. Sie zeigen ein von Schicht zu Schicht variierendes Wirbelfeld, also Baroklinie, die fast immer in der Atmosphäre vorhanden ist.

Ad 3. Die Gegenläufigkeit von $(L + A)$ mit der Höhe haben wir vorher als „dynamische Kompensation" bezeichnet. Die Erklärung dieses Kompensationsmechanismus ist allerdings weitaus schwieriger, als es bei den anderen vorbesprochenen Phänomenen der Fall war. Hier spielen ja die einzelnen Wirbelterme mehrerer Schichten zusammen und machen den Mechanismus äußerst undurchsichtig. Um zu einem ersten Erklärungsversuch zu gelangen, wollen wir ein Gedankenexperiment mit möglichst einfachem Grund- bzw. Anfangszustand anstellen: Es liege ein geostrophisches Windfeld mit geradlinigen Isohypsen in allen Höhenlagen vor. Die relative Wirbelgröße sei in allen Schichten Null, ebenso deren

lokale Ableitung und natürlich auch die Advektion. Es finden keine Druckänderungen statt und alle Vorgänge sind frei von nichtadiabatischen Vorgängen.

Nunmehr setze aus irgendwelchen Gründen in der oberen Troposphäre eine Wirbeländerung ein (es kommt z. B. zur Ausbildung negativer Wirbelgröße). In dieser Schicht müssen wir daher *Divergenz* erwarten.

Als Folge dieser Divergenz muß in den unterhalb liegenden Schichten, also etwa in der unteren Troposphäre Druckfall einsetzen, der die Isohypsen aus dem geradlinigen Verlauf deformiert und ein zyklonales Stromfeld mit zyklonalem Wirbelfeld induziert, d. h. es bildet sich ein im Vorzeichen gegenläufiges Wirbelgebilde, so daß es zu einem Pendeln der $(L + A)$-Kurve um die Null-Lage bzw. zu „dynamischer Kompensation" kommt.

Der eben besprochene Mechanismus hat mehrere Einschränkungen. Er gilt nur, wenn ein geostrophischer Grundzustand vorausgesetzt wird und nichtadiabatische Effekte vernachlässigt sind.

V. Adiabatische Methode

Aus der vorhergehenden Betrachtung geht hervor, daß die Bestimmung der Vorticity und in erster Linie der reziproken Vorticity, obwohl sie eine günstigere Größenordnung als die direkt aus dem Druckfeld bestimmte Divergenz aufweisen kann, auf große Schwierigkeiten stößt. Es ist daher notwendig, die vektorielle Betrachtungsweise durch eine mehr skalare zu ersetzen. In diesem Zusammenhang stellt die potentielle Temperatur eine eindeutig meßbare Größe dar, von der wir annehmen können, daß sie mit großer Genauigkeit durch die Radiosondenaufstiege bekannt ist. Zimmerschmied [7] gibt als erreichte Genauigkeit bei Sondenaufstiegen (Temperaturmessung) $\pm$ 0,5° an. Diese Genauigkeit ist, vor allem dann, wenn eine punktförmige Betrachtungsweise angewendet wird (d. h. wenn die Radiosondenwerte direkt und nicht die durch Isothermen interpolierten Werte verwendet werden), sehr viel größer als die unter Voraussetzung gewisser Annahmen (s. Reuter [2]) bestimmte $\frac{1}{\eta}$-Verteilung.

Um zu einem Gleichungssystem zu gelangen, welches uns gestattet, die Bodendruckänderungen aus entsprechenden Temperaturänderungen zu berechnen, gehen wir von folgender Gleichung aus:

$$\frac{d\,\Theta}{d\,t} = \frac{\partial\,\Theta}{\partial\,t} + \mathfrak{v} \cdot \nabla_2\,\Theta + \omega\,\frac{\partial\,\Theta}{\partial\,p}. \tag{3}$$

Diese Gleichung bestimmt die individuelle Änderung der potentiellen Temperatur auf der p-Fläche. Eine solche Änderung kann den Voraussetzungen der potentiellen Temperatur gemäß nur dann erfolgen, wenn Vorgänge einsetzen, die nichtadiabatisch im weitesten Sinne sind, d. h. also Kondensation, Strahlung, Turbulenz oder Reibung.

Als vereinfachende Annahme setzen wir daher voraus, daß unsere Betrachtungen von diesen Vorgängen frei sind:

Diese Vereinfachungen mußten schon bei der „Vorticity-Methode"

gemacht werden. In den vorliegenden kurzfristigen Zeiträumen ist mit Sicherheit anzunehmen, daß die Strahlungseffekte praktisch nicht ins Gewicht fallen. Die turbulenten Vorgänge sind bekanntlich mathematisch überaus schwierig erfaßbar und meist von sekundärer Bedeutung. Was die Reibung anbelangt, so ist festzustellen, daß unsere Betrachtungen für die freie Atmosphäre angestellt werden, wo die Reibung nahezu verschwindet. Deshalb können wir schreiben:

$$\frac{d\,\Theta}{d\,t} = 0 \text{ und deshalb} \tag{4}$$

$$\omega = -\frac{1}{s}\left(\frac{\partial\,\Theta}{\partial\,t} + \mathfrak{v}\,\nabla_2\,\Theta\right). \tag{4a}$$

Hiebei ist

ω = generalisierte Vertikalgeschwindigkeit

$\left.\begin{aligned}\frac{\partial\,\Theta}{\partial\,t} &= \text{lokale}\\ \mathfrak{v}\cdot\nabla_2\,\Theta &= \text{advektive}\end{aligned}\right\}$ Änderung der äquivalentpotentiellen Temperatur

$\frac{\partial\,\Theta}{\partial\,p} = s$ = Stabilität (vertikale Änderung Θ mit p)

Für die Divergenz können wir mittels der Kontinuitätsgleichung (REUTER [2]) schreiben:

$$\frac{\partial\,u}{\partial\,x} + \frac{\partial\,v}{\partial\,y} = -\frac{\partial\,\omega}{\partial\,p}. \tag{5}$$

Mit der Gleichung (4a) haben wir eine Bestimmungsgleichung gewonnen, in der eine skalare mit größerer Genauigkeit meßbare Größe auftritt. Die Bestimmung der Advektion der potentiellen Temperatur stößt allerdings auf gleiche Schwierigkeiten wie bei Bestimmung der Advektion der reziproken Wirbelgröße. Es wurde zunächst die Temperaturverteilung in den verschiedenen Druckflächen gezeichnet und die interdiurne Veränderlichkeit der potentiellen Temperatur abgelesen. Die Bestimmung der Advektion erfolgte in ähnlicher Weise wie bei der reziproken Wirbelgröße. Die Auswertung zeigte allerdings, daß auch in diesem Falle die Advektion nur sehr ungenau erfaßt werden kann. Dadurch ergeben sich außergewöhnlich hohe Werte für die generalisierte Vertikalgeschwindigkeit. Der Grund dafür liegt offenbar wieder in der Tatsache, daß der gesuchte Wert eine relativ kleine Differenz zweier großer Zahlen ist. In den Abb. 6a—f sind die Ergebnisse der numerischen Auswertung an den gleichen Punkten des Druckänderungsfeldes dargestellt. Aus den ω-Kurven kann man ohne weiteres die Vergenzen für die einzelnen Schichten ablesen. Zunächst zeigt sich das gleiche kompensierende Verhalten der Schichten in der freien Atmosphäre. Versucht man mit Hilfe der Tendenzgleichung (s. REUTER [2])

$$\frac{\partial\,p_o}{\partial\,t} = \int_{p_o}^{o} \mathrm{div}_2\,\mathfrak{v}\cdot dp$$

die Bodendruckänderung aus den so ermittelten Di- und Konvergenzen abzuschätzen, so gelangt man zu ungewöhnlich hohen Beträgen. Es

ist also auch hier nur eine qualitative Auswertung der Resultate statthaft. Hinsichtlich der Größe des Beitrages, den die einzelnen Schichten zu den Bodendruckänderungen liefern, zeigt sich eine weitgehende Übereinstimmung mit den früheren Ergebnissen. Man muß allerdings in diesem Zusammenhang beachten, daß hier die Divergenz als Beitrag einer Schicht gewertet wird, während wir früher die individuelle Änderung der reziproken Wirbelgröße dafür herangezogen haben. In Abb. 6b z. B. wird ein Fall beschrieben, in welchem starker Bodendruckfall auftritt.

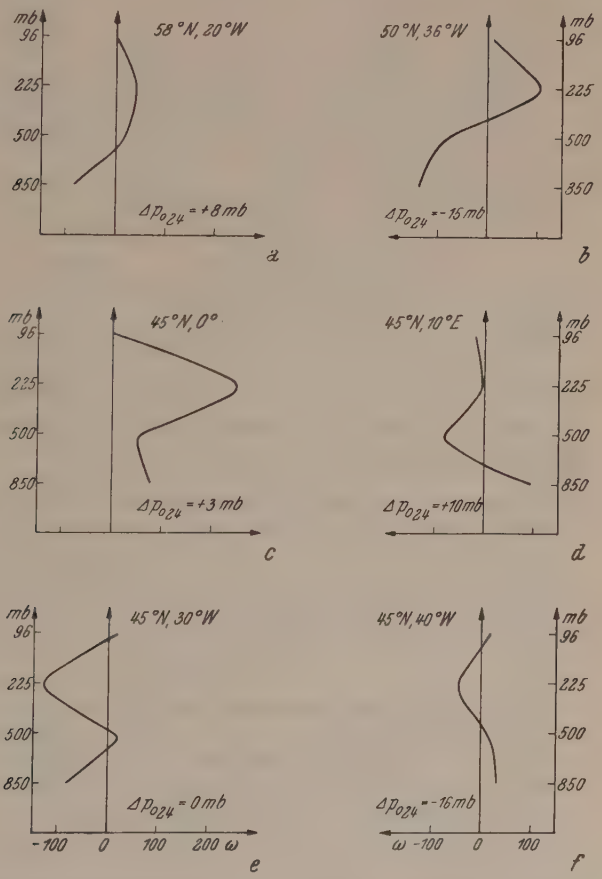

Abb. 6. Generalisierte Vertikalgeschwindigkeit in mb pro 24 Stunden in Abhängigkeit von den Höhendruckflächen.

Aus der ω-Kurve können wir entnehmen, daß die Divergenz oberhalb 225 mb hier den Hauptbeitrag leisten mußte. Abb. 6e zeigt aus der ω-Kurve sich kompensierende Vergenzen. Dort verschwindet tatsächlich die Bodendruckänderung. Ein analoges Ergebnis finden wir in Abb. 4d bei der reziproken Wirbelanalyse. Der Fall der Abb. 6d ist durch stärkeren Druckanstieg am Boden gekennzeichnet. Die hiefür maßgebliche Konvergenz muß zwischen 500 und 225 mb angenommen werden. Im Falle der

Abb. 6a schließlich ergibt sich ein offensichtlicher Beitrag niedriger Schichten, die den dort auftretenden Druckanstieg verursachen.

VI. Abschließende Kritik der Methoden und Ergebnisse

Im vorhergehenden wurden die Methode und die Ergebnisse der $\frac{1}{\eta}$ und Θ-Analyse besprochen. Es kann nicht verschwiegen werden, daß verschiedene Schwierigkeiten den Wert dieser Ergebnisse einschränken und sie nur qualitativ auswerten lassen. Vor allem in Hinsicht auf die Genauigkeitsansprüche, die sich nicht immer in voll angemessenem Maßstab verwirklichen lassen, stellt uns die $\frac{1}{\eta}$ - Analyse vor große Schwierigkeiten. Man kann leicht zeigen, daß z. B. die Windgeschwindigkeiten auf 5 bis 10 km/h genau bekannt und die Scherungswerte besonders genau abgelesen werden müssen, um auch zu quantitativ sinnvollen Ergebnissen zu gelangen. Fehlbestimmungen der Krümmung der Strom- bzw. Isopotentiallinien haben geringes Gewicht, doch wächst der Fehler mit zunehmender Windgeschwindigkeit. Vor allem stellt sich aber die Bestimmung der Scherung als „kritische" Komponente bei der Ermittlung der Vorticity heraus. Durch falsche Bestimmung derselben können die größten Fehler in die Betrachtungen gelangen.

Obwohl, wie oben besprochen wurde, die Θ-Analyse sehr viele Vorteile (z. B. skalare, genauer meßbare Größe) gegenüber $\frac{1}{\eta}$ aufweist, konnten auch hier nur qualitative Ergebnisse erreicht werden, da die 24^h -Trajektorien zur Bestimmung der Advektionsglieder $\mathfrak{v} \cdot \nabla_2 \left(\frac{1}{\eta}\right)$ und $\mathfrak{v} \cdot \nabla_2 \Theta$ nicht genau genug ermittelt werden konnten. Beide Lösungen liefern daher nur einen qualitativen Überblick über die beschriebenen Probleme.

Der Verfasser möchte an dieser Stelle nicht versäumen, Herrn Prof. H. REUTER für die vielen, wertvollen Ratschläge und Anregungen im Zuge dieser Arbeit aufrichtigst zu danken.

Literatur

1. ROSSBY, C. G.: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action. JOUR. MAR. RES. **II**, 1, 38—55 (1939).
2. REUTER, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. Springer Verlag, Wien 1954.
3. RAETHJEN, P.: Dynamik der Zyklonen. Akad. Verlagsges. Geest u. Portig., Leipzig 1953.
4. HOLLMANN, G.: Beitrag zur Zyklonentheorie, Met. Rdsch. **6**, 41 (1953).
5. HINKELMANN, K.: Über den Mechanismus des meteorologischen Lärms Tellus **3**, 285—296 (1951).
6. BOLIN, B. und G. CHARNEY: Numerical tendency computations from the barotropic vorticity equation. Tellus **3**, 248 (1951).
7. ZIMMERSCHMIED, W.: Bearbeitung aerologischer Messungen. LINKE's Meteorolog. Taschb. II Bd., Akad. Verlagsges. Geest & Portig, Leipzig 1953.

551.515.4

(Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien)

Über periodische und säkulare Schwankungen der Gewitterhäufigkeit auf der Erde

Von

Konrad Cehak

Mit 3 Textabbildungen

Zusammenfassung. Die statistische Untersuchung mittels des χ^2-Tests über den Zusammenhang zwischen Gewittertätigkeit und Sonnenaktivität und die Realität desselben führt zu dem Ergebnis, daß nur in 40,9% der betrachteten Stationen mit großer Wahrscheinlichkeit auf einen Zusammenhang geschlossen werden darf. Diese Stationen umfassen vor allem Berg- und Küstenstationen, daher scheint ein Zusammenhang — wenn überhaupt — dann nur für Wärme- und orographische Gewitter zu bestehen und zwar vor allem in den Tropen und Gebieten nördlich von 55°N. Dabei fallen die Extremwerte der verschiedenen Stationen in ganz verschiedene Jahre innerhalb des Fleckenzyklus, was durchaus kein Argument für einen reellen Zusammenhang der beiden Phänomene ist.

Betrachtungen einer 26tägigen Periode zeigen, daß wohl einige Tage dieser Periode besonders gewitterreich oder gewitterarm sind, doch schwanken die Vorzeichen der Abweichungen vom Mittelwert ziemlich unregelmäßig. Da außerdem eine Ähnlichkeit zwischen den Gängen in den einzelnen Stationen nicht besteht, dürfte die Periode nicht reell sein. Die Betrachtung der säkularen Änderung der Gewitterhäufigkeiten zeigt, daß die Gewittertätigkeit im großen und ganzen zunahm. Die starke Zunahme vor der Jahrhundertwende kann wohl durch genauere Beobachtung erklärt werden. Im letzten Jahrzehnt ist ein Rückgang der Gewittertätigkeit in Europa festzustellen.

Aus Vergleichen mit den Resultaten früherer Untersuchungen über dasselbe Thema geht hervor, daß die kurzen Beobachtungsreihen und das Fehlen statistischer Realitätsprüfungsmethoden die betreffenden Autoren zu Schlüssen veranlaßten, die sich bei Verlängerung der Beobachtungsreihen nicht aufrechterhalten ließen. Besonders die behaupteten kurzen Perioden hielten den statistischen Kriterien nicht stand.

Summary. A statistical investigation carried out by the χ^2-test on the relation between thunderstorm activity and solar activity, and its reality, leads to the result that such a relation can be concluded with high probability in only 40,9 per cent of the considered stations being predominantly mountain and coastal stations. Therefore, a relation — if there is any at all — seems to

exist for thermic and orographic thunderstorms, and particularly in the tropics and in the regions north of 55° N. The extreme values of different stations were found in quite different years of the sunspot cycle which is by no means an argument for a real relation of the two phenomena.

Considerations of a 26 day period show that some days of the period are either especially rich or poor in thunderstorms, the signs of deviations from the mean value, however, vary rather irregularly. Moreover, as there is no similarity between the records of different stations the period does not seem to be a real one. The study of the secular variation of thunderstorm frequencies shows a general increase of thunderstorm activity. The strong increase at the end of the last century may be explained by better observations, though. During the last decade, a decrease of thunderstorm activity in Europe was found.

Comparisons with results of former investigations on the same problem reveal that the short series of observations and the lack of statistical test of reality led authors to conclusions which could not be maintained any more when the series of observations were extended. In particular, the alleged short periods did not hold when tested by statistical criterions.

Résumé. L'étude statistique au moyen du test χ^2 de la relation entre l'activité orageuse et celle des taches solaires montre que le 40,9% seulement des stations considérées fournit une grande probabilité de l'existence d'une telle relation. Il s'agit surtout de stations de montagne et de littoral, de sorte que la relation — si elle existe — concernerait apparemment les orages locaux et de littoral, cela surtout sous les tropiques et dans les régions situées au Nord du 55ème parallèle N. Toutefois les valeurs extrêmes des différentes stations apparaissent dans des années différentes du cycle des taches solaires, ce qui n'est pas un argument en faveur d'une relation réelle entre les deux phénomènes.

En ce qui concerne une périodicité de 26 jours, il y a bien certains jours dans cette période plus riches et d'autres plus pauvres en orages, mais les écarts par rapport à la moyenne sont assez irréguliers. Et comme de plus il n'y a pas d'analogie entre les courbes de fréquence des différentes stations, cette période ne semble pas être réelle. Du point de vue de la variation séculaire, l'activité orageuse a augmenté dans l'ensemble. Le fort accroissement de fréquence à la fin du siècle passé peut s'expliquer par des observations meilleures à ce moment là. Pendant la dernière décade, l'activité orageuse en Europe a diminué.

Des comparaisons avec des recherches antérieures sur le même sujet montrent que des séries trop courtes d'observations et l'absence de tests statistiques ont parfois conduit les auteurs à des conclusions que la prolongation des séries ne permet pas de maintenir. Les prétendues périodes courtes en particulier sont réduites à néant par les critères statistiques.

I. Einleitung

Schon vielfach stand die Frage nach einem Zusammenhang zwischen der Gewitterhäufigkeit und der Sonnenaktivität im Mittelpunkt von Untersuchungen, die allerdings stark voneinander abweichende Resultate zeitigten. Ein gemeinsamer Nachteil aller dieser Arbeiten ist der, daß den meisten Verfassern nur relativ kurze Gewitterreihen zur Verfügung standen, die kaum vier Fleckenzyklen umfaßten. Die Gewitterreihen konnten nun bis zum Jahr 1950 verlängert werden, wodurch sich die

Anzahl der betrachteten Fleckenzyklen in Europa auf wenigstens sieben erhöhte.

Während in vielen früheren Arbeiten mittels der Gewittermeldungen einzelner Stationen Summen von Gewittertagen eines ganzen Landes gebildet wurden, wird in der vorliegenden Untersuchung jede Station einzeln als Stichprobe gewertet. Von der Summierung der Gewitterzahlen der einzelnen Stationen wird abgesehen, da nirgends das Stationsnetz so dicht und beständig ist, daß entsprechend viele lange homogene Reihen der Gewittermeldungen gebildet werden könnten, und da ferner die Gewitterdaten selbst relativ nahe beieinander liegender Stationen stark voneinander verschieden sind. Letzteres ist wohl in erster Linie auf die Subjektivität der Beobachtungen zurückzuführen.

II. Die mathematische Behandlung des Materials

Bei der Untersuchung kam die „n-Methode" zur Anwendung. Dadurch zerfällt die Frage nach dem Zusammenhang zwischen der Anzahl der Gewittertage im Jahr und dem Auftreten von Sonnenflecken in zwei Teile:

1. Können wir annehmen, daß irgendein Gesetz im Auftreten der Gewitter enthalten ist, das ein häufigeres Auftreten gleichzeitig, vor oder nach dem Jahr mit der größten oder kleinsten Sonnenfleckenzahl verursacht?

2. Ist der besonders hohe oder niedere Wert der Gewitterhäufigkeit mit einem bestimmten der Jahre im Sonnenfleckenzyklus verbunden? Statistisch gesicherte Antworten erteilen auf die erste Frage Pearsons „χ^2-Test" und auf die zweite Frage Students „t-Test", deren theoretische Begründung u. a. bei H. Cramér ([*9*], pag. 416, 452) zu finden ist und deren meteorologische Verwendung C. E. P. Brooks und N. Carruthers ([*7*], pag. 60, 64) beschreiben.

Ordnet man die Jahreszahlen der Gewittertage nach den Sonnenfleckenzyklen entsprechend der Tabelle in Hann-Süringes Lehrbuch der Meteorologie ([*14*], pag. 961), so erhält man aus den Kolonnen die Gesamtzahl (x_i) der Gewittertage in den einzelnen Jahren eines Fleckenzyklus ($i = 1, 2, \ldots, 11$). Mittels des χ^2-Tests kann die Frage beantwortet werden, ob die Hypothese, daß die x_i gleichmäßig über den Fleckenzyklus verteilt sind, zutreffend ist. Wegen der Gleichverteilungshypothese gilt in unserem Fall

$$\chi^2 = \Sigma (x_i - \bar{x})^2 : \bar{x},$$

wo $\bar{x}$ der Mittelwert der x_i ist ($\Sigma x_i : 11$). Überschreitet χ^2 die für das gegebene level of significance $p = 10\%$ (1%) gegebene Schranke $\chi^2_p =$ $= 15{,}987$ (23,209), dann ist anzunehmen, daß nicht jedes Jahr der Fleckenzyklus die gleiche Gewitterwahrscheinlichkeit hat, sondern daß zwischen dem Auftreten von Sonnenflecken und der Gewitteranzahl pro Jahr ein Zusammenhang besteht.

Zur Beantwortung der Frage, ob es nur auf Zufall beruhe, daß ein bestimmtes Jahr im Fleckenzyklus besonders viele oder besonders wenige

Gewitter aufweist, wird zweimal der t-Test angewandt. Dazu werden je zwei Beobachtungsserien gebildet:

1. Die Gewitter des Jahres mit den meisten (wenigsten) Gewittern.
2. Die Gewitter der anderen Jahre.

Aus den Mittelwerten m_1 und m_2 und den Streuungen beider Gruppen wird sodann der t-Wert berechnet:

$$t = \frac{m_1 - m_2}{s\sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 \cdot n_2}}} \qquad s^2 = \frac{\Sigma (x_j - m_1)^2 + \Sigma (y_k - m_2)^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

$$j = 1, 2, \ldots, n_1 \qquad k = 1, 2, \ldots, n_2$$

Liegt der t-Wert außerhalb des zum level of significance $p = 10\%$ gehörigen Schrankenwertes $t_p = 1{,}833$, dann sind die Mittel der beiden Reihen so stark voneinander verschieden, daß mit überzufälliger Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann, daß das Gewittermaximum (-minimum) in dem einen bestimmten Jahr im Fleckenzyklus auftreten wird. Als level of significance wurden 10% gewählt, da die statistischen Kriterien ziemlich streng sind und die Schranke für 1% nur von wenigen Stationen überschritten wird.

III. Das Beobachtungsmaterial

Zur Bearbeitung standen die Gewitterberichte von 159 Stationen zur Verfügung. Leider sind diese Stationen nicht über die ganze Erde gleichmäßig verteilt, da in den fehlenden Gebieten die Gewitterbeobachtungen zu spät oder gar nicht veröffentlicht wurden. Sechzehn Stationen haben eine Seehöhe von mehr als 1000 m, davon fünf mehr als 2000 m. Die dem Äquator nächstgelegene Station hat eine Breite von 6° S, die dem Pol nächstgelegene eine Breite von 70° N.

Beobachtungen von mehr als zehn Fleckenzyklen standen nur von vier Stationen zur Verfügung (Stockholm, Kremsmünster, Wien, Brüssel), von 83 Stationen über wenigstens sechs Fleckenzyklen und von 72 Stationen über höchstens fünf.

Die Schwankungen der jährlichen Gewitterzahlen um ihren langjährigen Mittelwert sind groß, doch in den einzelnen Stationen sehr verschieden. Die Schwankungen betragen in Mitteleuropa rund $^1/_3$ des Mittelwertes, in Nordeuropa rund $^1/_2$, in Südeuropa bis $^2/_3$ des Mittels. Dasselbe gilt für Nordamerika mit der Ausnahme, daß die Schwankung im Süden wieder auf $^1/_4$ des Mittels und weniger abnimmt. Auf den Bergstationen werden Schwankungen um 70% des Mittels erreicht.

IV. Die Gewitterhäufigkeit während eines Sonnenfleckenzyklus

Die Verteilungen der Häufigkeiten der Gewitter auf die einzelnen Jahre eines Fleckenzyklus zeigen meist einen sehr unregelmäßigen Verlauf, doch kann bei einer großen Zahl von Stationen in den Abweichungen vom Mittel noch die Form einer einfachen oder doppelten Welle festgestellt werden. Bei einigen Stationen besteht diese Kurve allerdings nur aus einem regellosen Schwanken um den Mittelwert (Basel, Jönköping, Skara).

Die Untersuchung der Zufälligkeit dieser Abweichungen mit dem χ^2-Test läßt drei Gruppen erkennen. Die erste umfaßt 65 Stationen (40,9%), bei denen die Abweichungen vom Häufigkeitsmittel so groß sind, daß mit einer Sicherheit von wenigstens 90% auf einen physikalischen Zusammenhang mit den Sonnenflecken geschlossen werden kann. Nur an 31 dieser 65 Stationen ist diese Sicherheit größer als 99%. Die zweite Gruppe umfaßt bloß vier Stationen (2,5%), bei denen die Wahrscheinlichkeit, daß kein Zusammenhang besteht, größer ist als 90%, und die dritte enthält die restlichen 90 Stationen (56,6%), bei denen der χ^2-Test kein eindeutiges Resultat ergab.

Die Stationen der ersten Gruppe werden in Tabelle 1, die den Gang der Gewitterhäufigkeit in einem durchschnittlichen Fleckenzyklus in den verwendeten Stationen enthält, mit einem Stern bezeichnet. Die geographische Verteilung der Stationen der drei Gruppen ist ferner in Abb. 1 zu sehen.

Abb. 1. Geographische Verteilung des Sonnenfleckeneinflusses auf die Gewittertätigkeit

34 dieser Stationen (52,3%) liegen an einer größeren Wasserfläche oder nahe dabei und 16 (24,6%) im Bergland, davon 13 über 1000 m. Alle Stationen, deren Seehöhe 2000 m übersteigt, liegen in dieser Gruppe und weisen den Zusammenhang sogar mit einer Wahrscheinlichkeit von über 99% auf. Fast ein Drittel der Stationen liegt in Skandinavien oder auf Inseln des Nordatlantiks. Es scheint sich also die Beeinflussung in höheren Luftschichten besser durchzusetzen, während sie in tieferen Lagen von örtlichen Einflüssen überdeckt wird. Die große Zahl der an größeren Wasserflächen liegenden Stationen macht auch den Einfluß der Flecken auf Wärmegewitter wahrscheinlich, die ja häufig über Seen entstehen, die die Feuchtlabilität der Luft verstärken. An steilen Küsten

Tabelle 1. *Zahl der Gewittertage in den Jahren eines durchschnittlichen Sonnenfleckenzyklus*

Station	Jahr im Fleckenzyklus											Zahl der Zyklen
	Min —3	Min —2	Min —1	Min	Min +1	Min +2	Max —2	Max —1	Max	Max +1	Max +2	
Indonesien												
*Batavia	138,3	130,3	138,7	133,5	*128,8*	142,7	149,5	**156,7**	146,0	150,7	144,8	6
China												
Hongkong	45,2	43,6	**48,8**	41,8	**48,8**	45,2	43,6	48,6	44,8	42,3	*38,7*	5
Zikawei	**18,6**	15,2	15,4	13,3	15,2	14,2	13,3	17,8	15,8	*12,2*	16,0	6
Neu Seeland												
Auckland	*6,7*	8,7	7,1	**9,6**	8,0	9,4	7,7	7,6	7,6	9,0	7,3	7
*Wellington	6,7	4,7	5,0	5,6	*4,0*	5,0	4,3	4,1	4,6	**6,8**	**6,8**	7
Hokitika	12,6	14,0	13,8	12,0	*11,8*	14,6	13,6	12,8	14,0	**18,2**	13,2	5
Mexiko												
*Tacubaya	34,0	31,2	36,4	32,6	36,2	**40,0**	*25,2*	32,8	29,0	35,3	35,5	5
USA												
Jacksonville	*67,0*	67,4	79,0	77,6	79,0	76,2	75,8	75,8	80,8	77,5	76,0	5
*Chattanooga	59,2	63,0	63,2	58,2	59,8	51,2	63,8	57,3	69,0	64,2	*50,8*	5
*Knoxville	45,2	57,6	55,4	49,6	45,8	45,3	*44,8*	45,5	57,7	48,0	45,8	5
*Atlantic City	25,4	28,8	29,0	26,2	**32,8**	*23,8*	27,5	27,2	30,8	29,4	24,0	5
Philadelphia	30,4	33,2	30,4	32,2	32,6	31,2	**36,3**	30,3	33,3	31,7	*29,8*	5
New York	32,6	34,8	**38,0**	*31,2*	31,8	31,5	34,0	31,5	35,2	35,0	32,5	5
*Boston	17,2	19,6	21,2	19,2	22,6	*15,0*	19,5	21,2	18,0	**22,7**	17,5	5
Albany	27,2	27,8	29,6	**30,8**	26,8	*22,0*	29,5	24,7	28,8	26,8	27,5	5
St. Louis	45,0	**52,2**	51,0	44,2	51,0	*42,2*	46,7	43,5	49,0	45,8	46,2	5
Columbus	42,8	**46,8**	45,0	43,8	*40,0*	40,2	44,8	45,0	46,7	42,7	40,5	5
Chicago	*35,6*	**44,8**	41,0	39,4	39,8	36,3	41,5	40,2	38,3	38,2	39,5	5
*Erie	30,4	33,2	34,2	*29,8*	35,6	31,0	**39,5**	32,5	38,2	37,7	36,2	5
Detroit	33,2	37,8	34,0	35,4	33,6	*32,7*	33,3	34,7	40,3	34,7	36,5	5
Milwaukee	*30,4*	**39,2**	36,0	38,0	39,0	32,8	34,0	37,2	31,8	34,8	32,0	5
Rochester	28,6	29,0	29,6	26,4	29,4	*24,2*	**31,0**	27,8	29,0	30,3	28,5	5
*Duluth	32,0	32,8	31,2	**35,0**	34,8	26,7	26,2	27,8	30,5	*23,5*	33,5	5
*Galveston	54,2	49,4	50,0	45,8	48,6	48,2	49,7	44,3	*40,7*	48,7	**57,8**	5
*New Orleans	65,0	71,2	75,2	74,4	**76,6**	*60,0*	62,0	68,2	72,0	75,3	65,7	5
Abilene	**44,5**	*35,6*	42,2	43,6	39,2	41,5	42,2	36,7	41,5	42,5	43,5	5

Little Rock	58,8	60,6	*57,0*	*57,0*	62,8	58,2	**65,0**	59,5	59,5	58,0	58,7	5
*Oklahoma	42,6	41,6	45,0	49,4	45,8	**50,2**	48,2	*38,8*	47,5	40,2	46,3	5
Kansas City	52,8	**61,0**	58,6	53,2	55,6	55,7	59,2	55,2	54,8	55,5	*51,7*	5
Concordia	45,0	45,8	47,4	45,4	49,2	47,0	46,8	*42,2*	43,7	45,0	**52,8**	5
North Platte	41,8	40,2	43,2	46,4	**46,8**	40,8	44,7	*39,2*	44,8	41,5	45,8	5
*Omaha	42,8	49,6	50,2	49,8	**54,8**	43,8	44,3	*40,2*	44,8	49,3	53,0	5
Sioux City	*38,6*	43,0	42,6	43,4	43,4	45,2	40,8	45,0	**46,5**	45,7	41,2	5
Rapid City	38,2	41,8	45,6	45,0	37,8	39,5	39,7	40,3	37,8	46,8	*37,7*	5
Huron	36,8	43,0	42,4	43,6	42,8	38,8	**44,8**	37,0	*35,7*	39,8	40,7	5
*El Paso	32,4	36,0	36,0	36,0	28,6	31,7	*26,3*	34,8	30,8	34,7	**37,8**	5
Yuma	7,8	8,8	8,6	8,8	*7,2*	8,8	9,7	**11,3**	9,7	9,0	10,0	5
Los Angeles	**6,8**	4,2	4,4	4,0	5,6	*3,7*	4,7	6,3	4,5	5,8	6,5	5
Pueblo	46,6	39,2	47,0	**47,8**	*37,0*	42,3	43,8	40,0	42,7	44,0	39,5	5
Sacramento	4,0	*2,8*	3,8	5,2	5,6	3,5	**6,0**	*2,8*	3,0	3,8	4,2	5
*Salt Lake City	29,2	*28,2*	29,6	33,0	33,6	32,2	35,5	37,2	31,5	33,7	**39,7**	5
Cheyenne	53,0	*43,8*	52,2	51,4	50,8	49,8	**56,8**	52,4	52,8	55,6	56,0	5
*Baker	18,4	13,2	16,4	17,6	14,4	*13,0*	13,2	14,3	14,7	19,2	*13,0*	5
Tatoosh Island	3,8	4,2	**6,0**	4,4	5,2	3,2	2,8	4,0	4,8	4,3	*2,7*	5
Kanada												
*London	*20,2*	25,0	21,8	26,2	28,6	27,0	**29,8**	22,4	28,0	23,5	21,7	5
Toronto	23,2	24,9	27,0	**26,1**	**27,7**	25,7	23,0	*21,3*	23,7	26,4	21,3	7
Halifax	6,6	**9,4**	7,0	8,4	*6,4*	7,0	*6,4*	6,6	7,0	7,7	8,2	5
Ottawa	21,8	17,8	19,8	*15,6*	17,0	19,6	18,4	20,0	**22,0**	19,5	16,2	5
Montreal	19,6	19,0	17,6	*16,0*	20,2	20,2	18,6	18,0	**21,4**	19,8	16,8	5
White River	8,6	8,8	9,8	10,6	11,4	12,0	8,4	**13,0**	*8,2*	10,0	11,2	5
Parry Sounds	12,6	14,8	13,0	**18,6**	15,8	12,9	14,2	14,8	15,2	13,5	*11,5*	5
Winnipeg	18,8	20,2	17,8	23,2	*16,8*	19,6	19,0	17,8	**23,6**	*16,8*	19,3	5
Calgary	9,2	10,2	9,6	*8,6*	12,2	12,4	**14,0**	10,6	10,8	11,7	11,5	5
*Banff	12,4	9,6	9,8	10,8	9,2	12,6	**14,0**	9,2	*7,4*	9,8	12,0	5
*Barkerville	10,2	9,0	7,8	*5,8*	7,6	7,6	6,6	7,4	6,6	13,2	11,2	5
Färöer												
*Thorshavn	2,1	*1,6*	1,9	3,4	4,0	3,3	1,9	3,6	**4,3**	1,9	3,6	7
Island												
*Berufjord	1,1	1,3	1,1	2,0	1,3	1,3	1,1	*0,9*	**3,4**	2,1	2,1	7

Fortsetzung siehe Seite 494

Fortsetzung der Tabelle 1 — *Zahl der Gewittertage in den Jahren eines durchschnittlichen Sonnenfleckenzyklus.*

Station	Jahr im Fleckenzyklus: Min − 3	Min − 2	Min − 1	Min	Min + 1	Min + 2	Max − 2	Max − 1	Max	Max + 1	Max + 2	Zahl der Zyklen
Stykkisholm	0,9	0,9	1,4	*0,7*	1,3	1,3	1,4	1,6	**1,7**	1,4	1,0	7
Grönland												
Godthaab	0,3	*0,1*	0,6	**0,9**	0,3	0,6	0,6	0,6	0,3	0,4	0,3	7
Madeira												
Funchal	5,9	**7,1**	5,7	*4,0*	5,9	4,9	5,6	5,4	4,4	5,6	5,3	7
Azoren												
*Ponta Delgada	5,2	**8,1**	5,1	*3,7*	7,0	*3,7*	6,3	4,1	5,0	7,4	5,7	7
Portugal												
Faro	**6,8**	5,8	**6,8**	5,4	*2,4*	4,6	4,0	5,0	5,4	5,4	6,6	5
*Lissabon	9,6	11,7	11,4	*6,4*	9,0	9,1	8,4	8,4	7,6	**13,9**	10,1	7
*Montalegre	14,0	15,7	12,8	12,5	14,0	10,9	14.1	*10,0*	11,9	12,6	**16,0**	7
Spanien												
*Murcia	11,0	*9,4*	11,5	10,7	9,7	12,5	13,2	9,7	12,7	**16,0**	11,5	8
*Valencia	8,0	9,0	10,1	9,1	10,7	10,2	10,0	*5,2*	8,5	12,7	**12,9**	8
*Madrid.....	11,0	**15,9**	13,6	*9,9*	11,6	13,0	13,7	11,9	14,4	14,2	13,5	8
*Barcelona	**19,0**	17,1	15,1	11,7	14,6	10,2	10,2	11,9	*8,4*	16,5	15,7	8
Mallorca												
Palma	12,4	*9,6*	10,1	11,0	11,9	**13,7**	11,0	11,6	12,0	10,7	13,2	8
Frankreich												
*Pic du Midi.....	17,0	**28,6**	21,2	22,7	23,3	*16,4*	26,0	23,8	22,6	26,2	19,2	5
Montpellier	14,4	*12,6*	13,8	12,7	14,7	14,4	15,2	15,4	14,4	**15,6**	13,8	5
Paris	**13,8**	13,0	11,4	*9,0*	13,5	9,6	10,6	9,2	9,8	13,2	12,6	5
Brest	7,8	8,0	8,4	7,6	7,0	*5,2*	8,0	5,6	**8,8**	6,0	8,4	5
Schweiz												
*Gr. St. Bernhard ...	2,5	3,2	2,1	2,1	*1,0*	2,0	2,5	2,1	2,6	**4,2**	2,5	8
*Lugano	25,4	20,4	**25,6**	20,6	21,9	23,2	*18,6*	25,4	24,4	23,1	24,2	8
Genf	21,1	**24,5**	21,4	23,2	22,0	24,2	24,1	*19,9*	21,5	*19,9*	23,4	8

*Zürich	18,4	21,7	18,0	*16,4*	17,9	19,5	*16,4*	**22,7**	20,2	16,9	18,5	8
Basel	*15,7*	19,6	16,2	16,2	19,6	16,0	16,9	19,2	17,0	**19,7**	16,5	8
Italien												
*Triest	25,7	22,9	*21,8*	23,5	23,8	23,3	23,7	27,1	28,2	**30,8**	26,9	10
Österreich												
Klagenfurt	**32,7**	31,2	*27,4*	29,4	30,4	27,7	30,6	29,7	30,7	31,1	31,1	8
*Sonnblick	15,4	16,0	15,5	*14,8*	21,3	17,7	21,5	23,2	**24,5**	22,5	15,4	6
Salzburg	**24,9**	23,7	19,7	24,1	24,1	23,1	*19,6*	22,0	22,4	23,3	24,7	7
Kremsmünster	**27,2**	25,9	25,5	*23,0*	23,2	24,0	24,5	24,9	23,6	24,5	26,3	17
*Wien	21,6	22,3	21,6	20,1	**25,2**	23,0	25,1	21,2	*19,8*	23,9	21,4	14
Tschechoslowakei												
Eger	22,3	20,7	21,2	**25,0**	21,8	22,0	20,0	20,2	20,5	*18,4*	21,6	6
Prag	21,2	18,7	20,7	*17,2*	23,0	**24,5**	18,3	20,0	20,5	20,0	22,0	6
Deutschland												
*Zugspitze	32,0	**41,2**	27,2	*24,7*	26,5	31,5	33,7	34,7	34,0	31,0	32,2	4
Friedrichshafen	24,6	24,6	21,6	*17,0*	21,8	20,7	24,8	24,2	**25,2**	20,0	23,0	5
*Höchenschwand	**31,3**	30,7	22,3	27,2	*21,8*	24,2	23,8	26,2	28,3	24,2	29,8	6
Hohenpeissenberg	34,0	36,0	34,0	34,2	*31,2*	32,7	35,8	33,2	**37,5**	31,5	33,7	6
Stuttgart	**26,8**	24,4	23,1	23,5	22,8	23,3	22,8	24,7	23,8	21,3	*20,7*	6
Karlsruhe	**29,7**	29,4	26,9	27,2	26,2	*22,3*	23,0	25,3	26,3	23,2	25,5	6
*Kaiserslautern	22,2	26,0	25,8	**29,6**	24,3	21,0	18,3	21,7	24,8	*17,8*	19,7	6
Nürnberg	30,3	**32,3**	27,3	30,2	27,8	28,7	30,2	26,7	31,8	*25,3*	27,8	6
Bad Kissingen	21,3	22,0	22,8	21,4	20,3	*17,8*	19,8	21,8	**23,5**	22,3	21,0	6
*Schneekoppe	30,8	27,8	*26,0*	27,8	32,2	32,6	31,2	**38,6**	29,8	32,8	31,6	5
Aachen	23,1	21,6	**26,4**	23,5	24,7	24,7	21,7	25,8	26,2	*20,8*	22,9	6
Marburg	22,2	23,3	**24,7**	21,6	22,2	24,4	*19,6*	24,0	24,6	22,2	20,2	5
Jena	22,3	22,2	22,7	**25,0**	24,6	24,2	22,8	**25,0**	21,8	*20,0*	22,4	5
*Breslau	24,5	19,5	22,3	18,4	28,0	23,0	22,8	25,1	*18,0*	25,0	**31,2**	5
Göttingen	*16,7*	18,8	18,2	18,6	18,0	20,0	18,0	21,2	**21,8**	17,8	17,4	5
Münster	23,3	*18,7*	22,3	21,2	**24,4**	22,6	19,2	23,4	22,6	20,6	20,6	5
Potsdam	28,2	25,7	**30,5**	*21,0*	28,5	26,5	25,5	29,0	26,2	25,8	27,0	4
Bremen	24,4	*20,0*	23,2	21,7	21,2	24,2	21,8	**26,0**	23,8	23,0	25,4	5
Emden	15,5	15,6	16,3	15,8	15,6	17,8	15,0	15,6	14,8	*14,4*	**18,0**	5

Fortsetzung siehe Seite 496

Schluß der Tabelle 1 — *Zahl der Gewittertage in den Jahren eines durchschnittlichen Sonnenfleckenzyklus.*

Station	Jahr im Fleckenzyklus: Min −3	Min −2	Min −1	Min	Min +1	Min +2	Max −2	Max −1	Max	Max +1	Max +2	Zahl der Zyklen
Hamburg	20,3	*19,9*	22,4	21,0	**26,7**	26,5	23,0	23,0	20,3	22,7	25,2	6
*Schwerin	18,2	*15,1*	17,9	15,3	21,0	20,6	17,6	18,9	19,6	**22,1**	18,6	7
Königsberg	20,6	18,8	20,8	21,2	21,0	18,8	*17,0*	23,4	20,2	23,4	**23,8**	5
Belgien												
Lüttich	*14,2*	16,7	16,8	16,1	17,3	**18,1**	17,3	15,3	17,0	16,6	14,7	9
Brüssel	21,0	20,3	22,4	*18,5*	20,5	**23,8**	20,2	21,7	21,6	20,4	22,8	11
*Ostende	*8,5*	13,7	10,2	14,1	11,0	13,4	10,9	12,7	11,1	9,4	**14,9**	8
Niederlande												
*Maastricht	**22,4**	16,2	19,0	14,6	21,0	16,2	19,6	14,0	*13,5*	17,3	18,0	5
*Vlissingen	19,4	21,6	19,6	21,0	20,4	24,2	18,0	**27,3**	23,2	*17,5*	20,2	5
De Bilt	27,6	*21,8*	26,6	26,2	28,4	**29,2**	24,7	27,3	25,5	26,5	25,8	5
Britische Inseln												
Southampton	10,3	10,0	**12,8**	11,3	9,0	10,4	9,9	9,7	11,3	*8,9*	9,0	7
*Buxton	*8,8*	9,0	9,3	**13,0**	12,7	12,9	12,9	9,9	9,6	11,3	12,9	7
Llandudno	8,0	**8,3**	6,3	5,3	6,6	8,1	6,7	6,7	7,4	7,0	*5,1*	7
*Douglas	6,3	6,2	5,8	6,8	5,3	7,6	**7,7**	**7,7**	*4,6*	7,6	4,7	7
*Durham	10,1	9,3	9,6	12,0	*9,0*	14,3	11,1	**15,1**	12,4	12,1	11,6	7
*Rothesay	5,3	*3,9*	5,1	6,4	4,6	8,0	5,9	**10,1**	7,4	9,0	6,2	7
Aberdeen	7,0	6,2	7,5	*6,0*	7,5	**8,2**	6,8	*6,0*	*6,0*	7,8	6,7	6
Cahirciveen	**7,8**	6,6	7,6	5,2	7,0	*3,8*	4,4	5,0	6,6	4,8	5,6	5
Birr Castle	5,2	5,3	5,0	4,3	**4,7**	**6,7**	5,0	5,0	5,5	5,5	*3,7*	6
Dublin	7,7	9,0	7,5	6,7	*6,3*	**10,0**	8,3	9,7	7,3	8,2	8,0	6
*Markree Castle	8,0	8,8	9,5	*5,8*	8,7	10,5	7,8	10,0	8,5	**11,2**	7,0	6
Dänemark												
*Fanö	9,4	9,9	*8,0*	13,9	**12,6**	13,4	11,9	13,7	11,4	**14,1**	10,0	7
Kopenhagen	*8,0*	8,7	9,3	8,1	8,4	9,4	9,3	**10,6**	8,3	9,4	10,3	7
Bornholm												
*Hammershus	8,0	6,1	8,7	*5,1*	9,3	**9,7**	7,6	6,3	6,6	8,7	9,1	7
Norwegen												
*Oslo	11,1	*7,7*	10,0	10,2	11,4	12,0	9,5	12,0	11,9	13,4	**14,1**	8

*Röros	3,6	3,0	*1,6*	3,6	2,9	4,6	3,0	4,3	**5,3**	**5,3**	3,9	7
Alta	*0,4*	0,7	1,1	0,9	0,7	**1,9**	0,9	**1,9**	1,4	1,1	0,9	7
Vardö	*0,3*	**1,1**	0,7	1,1	0,6	0,6	*0,3*	1,2	**1,4**	1,0	0,5	7
Schweden												
*Lund	9,0	10,4	12,0	*8,3*	11,7	12,9	11,9	11,4	11,7	12,3	**14,6**	7
Kristianstad	*9,3*	9,5	10,0	10,7	11,6	**13,0**	12,3	10,9	12,6	11,7	12,7	7
*Kalmar	9,8	8,4	8,0	7,2	11,5	8,7	8,2	*7,0*	7,2	9,7	**12,3**	6
Halmstad	11,3	10,3	10,7	*9,6*	12,0	**13,7**	11,3	11,0	12,7	10,4	10,6	7
Visby	*4,5*	5,3	6,0	7,0	6,0	**7,1**	5,9	6,1	4,6	5,4	6,7	7
Göteborg	10,0	*6,5*	8,7	7,9	9,9	7,4	8,3	8,9	7,3	8,3	**10,3**	7
*Borås	8,2	8,3	9,5	10,3	12,7	*7,8*	8,5	9,3	9,3	10,2	**15,7**	6
Jönköping	5,8	7,8	6,3	*4,7*	7,6	5,4	5,1	**8,6**	6,4	7,4	6,7	7
*Vänersborg	*5,0*	5,3	5,4	6,3	7,6	**9,1**	6,6	7,7	8,3	7,4	7,7	7
*Skara	12,9	*9,6*	11,9	11,0	12,7	9,9	11,1	11,9	12,9	9,7	**14,1**	7
*Askersund	*5,6*	6,1	9,4	6,1	8,9	7,0	8,1	9,0	9,0	10,0	**10,7**	7
Stockholm	7,6	7,2	**8,5**	7,8	8,1	7,7	8,0	7,2	*6,8*	8,3	7,8	18
Västerås	9,0	7,6	8,6	10,3	10,7	**11,1**	*6,3*	8,7	10,9	8,6	9,1	7
*Falun	8,4	7,0	*6,3*	10,1	11,0	9,7	8,7	**13,3**	12,6	10,9	9,6	7
Gävle	9,0	8,5	**11,2**	9,5	8,8	9,5	*7,9*	11,1	8,1	8,9	11,0	6
Sveg	8,7	*6,1*	9,1	*6,1*	6,4	7,9	8,6	8,3	8,7	**10,0**	8,1	6
Härnösand	5,7	*4,6*	5,0	6,1	6,1	6,1	5,7	5,3	6,6	**7,0**	6,9	7
*Stensele	8,1	5,9	6,0	6,0	*5,4*	9,7	7,1	7,9	**9,9**	6,1	7,9	7
Haparanda	4,3	3,7	**5,6**	5,3	5,3	3,7	4,0	4,7	*3,4*	*3,4*	3,6	7
Jokkmokk	8,5	7,3	6,7	6,3	6,1	*4,9*	5,6	8,3	**9,0**	6,7	5,9	7
Karesuando	6,3	6,7	7,5	6,0	6,7	*5,7*	6,3	8,9	**9,7**	6,0	6,6	7
Ålandsinseln												
Mariehamn	5,8	5,2	6,0	7,3	7,8	5,5	6,3	*4,5*	4,8	**8,7**	7,0	6
Finnland												
*Helsinki	10,3	*8,5*	10,5	12,0	12,8	14,2	9,3	**14,4**	11,7	11,4	11,4	6
*Jyväskylä	7,5	*6,8*	9,3	7,7	11,0	7,8	9,0	**13,3**	10,7	11,2	10,5	6
Waasa	8,2	*5,5*	6,2	7,8	6,7	*5,5*	7,0	6,3	7,3	8,0	**8,7**	6
*Oulu	8,2	7,8	8,2	6,2	4,8	*4,2*	5,7	9,0	9,0	8,2	**9,7**	6
*Sodankylä	8,5	8,7	**13,2**	8,5	9,5	12,7	9,7	12,2	13,0	9,5	*7,2*	4

kommt es in der feuchtlabilen maritimen Luft beim Aufsteigen zu Gewittern, die man nach der Klassifikation von J. NAMIAS ([8] pag. 122) auch als orographisch bezeichnen kann. Auf diese beiden Gewitterarten dürfte sich also der Fleckeneinfluß konzentrieren.

Die Stationen der zweiten Gruppe liegen an flachen Küsten. Godthaab ist dadurch bemerkenswert, daß nur in jedem zweiten oder dritten Jahr ein Gewitter auftritt. Die Gewitterverteilung wird also weitgehend vom Zufall abhängig sein. Auch in Aberdeen zeigt sich ein ziemlich regelmäßiges Pendeln der Häufigkeiten um ihren Mittelwert. In Montpellier und Emden ist wohl der Gang der Abweichungen regelmäßiger, jedoch ist hier — wie auch in Aberdeen — die Amplitude zu gering.

Die 90 Stationen der dritten Gruppe sind über das ganze betrachtete Gebiet verteilt und lassen keinerlei Gesetzmäßigkeit in ihrer geographischen Lage erkennen.

Es wäre naheliegend, anzunehmen, daß die Gewitterhäufigkeit innerhalb eines Fleckenzyklus einen sinusförmigen Verlauf zeigt. Eine Überprüfung der Anpassung dieser sin-Wellen an die tatsächlichen Werte der Gewitterhäufigkeiten mit der χ^2-Methode zeigt aber, daß diese Annäherung nur sehr unvollkommen ist.

V. Die Jahre extremer Gewitterhäufigkeit

A. Die Gewittermaxima

Nach Prüfung mit STUDENTS t-Test haben die 89 in Tabelle 2 enthaltenen Stationen (56%) ihr Gewittermaximum mit überzufälliger Wahrscheinlichkeit in einem bestimmten Jahr des Sonnenfleckenzyklus. Es ist zu bemerken, daß an diesen Stationen die Abweichung des Maximums der Gewitterhäufigkeit vom Mittel nicht groß genug sein muß, damit der χ^2-Test auf einen Zusammenhang zwischen Gewitter- und Fleckentätigkeit deutet. Wenn das Maximum nur regelmäßig im gleichen Jahr des Fleckenzyklus auftritt, dann gibt der t-Test schon ein positives Resultat.

Außer dem Sonnblick liegen alle Stationen über 2000 m in dieser Gruppe; von den elf Stationen zwischen 1000 m und 2000 m fehlen fünf (El Paso, Pueblo, Cheyenne, Montalegre und Höchenschwand). Sonst sind die Stationen über das ganze betrachtete Gebiet verbreitet.

Tabelle 2. *Stellung der Gewittermaxima im Fleckenzyklus*

Jahr	Stationen
Min − 3:	Zikawei, Barcelona, Klagenfurt, Kremsmünster, Stuttgart, Karlsruhe, Maastricht (7 Stationen — 7,6%)
Min − 2:	Funchal, Ponta Delgada, Kansas City, Madrid, Chicago, Pic du Midi, Halifax, Zugspitze, Nürnberg (9 Stationen — 9,8%)
Min − 1:	New York, Tatoosh Island, Southampton, Haparanda (4 Stationen — 4,3%)
Min:	Auckland, Parry Sounds, Kaiserslautern, Eger, Godthaab (5 Stationen — 5,4%)
Min + 1:	Atlantic City, Omaha, Wien, Hamburg (4 Stationen — 4,3%)

Jahr	Stationen
Min −2:	Tacubaya, Palma, Prag, Brussel, Birr Castle, Dublin, Halrostad, Aberdeen, Vänersborg, Alta (10 Stationen — 10,9%)
Max −2:	Little Rock, Sacramento, Philadelphia, Calgary, Banff (5 Stationen — 5,4%)
Max −1:	Batavia, Yuma, Zurich, White River, Schneekoppe, Vlissingen, Durham, Kopenhagen, Rothesay, Jönköping, Helsinki, Falun, Jyväskylä, Alta (14 Stationen — 15,2%)
Max:	Chattanooga, Knoxville, Detroit, Hohenpeissenberg, Winnipeg, Göttingen, Roros, Berufjord, Stensele, Karesuando (10 Stationen — 10,9%)
Max +1:	Murcia, Lissabon, Wellington, Hokitika, Rapid City, Baker, Triest, Gr. St. Bernhard, Barkerville, Schwerin, Markree Castle, Mariehamn, Röros (13 Stationen — 14,1%)
Max −2:	Galveston, Concordia, Salt Lake City, Wellington, Breslau, Emden, Lund, Kalmar, Borås, Skara, Oslo (11 Stationen — 12%)

Die gewitterreichsten Jahre sind demnach die Jahre nach dem Fleckenmaximum und das Jahr vor dem Fleckenmaximum. In Wellington und Roros sind die Maxima auf zwei aufeinanderfolgende Jahre verbreitert, in Alta existieren zwei Maxima mit gleicher Höhe, die durch ein relatives Minimum getrennt sind. In Nordamerika treten zwei Jahre vor dem Fleckenmaximum besonders viele Gewitter auf, sonst liegen die Gewittermaxima von mehr als der Hälfte der Stationen in dem Zeitintervall vom Jahr vor dem Fleckenmaximum bis zwei Jahre nach demselben. Besonders die Stationen nördlich von 59° N haben ihre gewitterreichsten Jahre in diesem Zeitabschnitt.

Auch in der Gruppe der Stationen, bei denen die Schwelle der Überzufälligkeit nicht erreicht wird, zeigt es sich, daß zur Zeit des Fleckenmaximums mehr Gewitter auftreten als sonst, denn im Zeitraum vom Fleckenmaximum an bis zwei Jahre nachher haben fast 40% dieser Stationen ihr Gewittermaximum. Auch hier ist zu sehen, daß das zweite Jahr vor dem Fleckenmaximum in Amerika besonders gewitterreich ist, denn von den sechs Stationen, die in ihm ihr Gewittermaximum haben, liegt nur Douglas in Europa.

Um den Unterschied in der Verteilung der Gewitterhäufigkeit zwischen den europäischen und amerikanischen Stationen zu zeigen, bringt Tabelle 3 eine Aufgliederung in europäische und amerikanische Stationen.

Tabelle 3. *Prozentuelle Verteilung der Gewittermaxima über die Jahre eines Fleckenzyklus in Europa und Amerika*

Jahr	Min −3	Min −2	Min −1	Min	Min +1	Min +2
Europäische Stationen	10,4	5,7	9,4	3.8	2.8	*14.1*
Amerikanische Stationen.....	4,1	12,2	4,1	8,2	10,2	4,1

Jahr	Max −2	Max −1	Max	Max +1	Max +2
Europäische Stationen	0,9	*13,2*	*13,2*	12.2	*14.1*
Amerikanische Stationen.....	*20,4*	4,1	*16,3*	8,2	8,2

Die gewitterreichsten Jahre Europas und Amerikas fallen demnach nicht zusammen.

B. Die Gewitterminima

Nur 72 der betrachteten Stationen (45,3%) haben ein so stark ausgeprägtes Minimum in einem bestimmten Jahr des Fleckenzyklus, daß mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 90% von einem gesetzmäßigen Zusammenhang gesprochen werden kann. Außer Sonnblick und Zugspitze liegen alle Stationen über 2000 m in dieser Gruppe, von den elf Stationen zwischen 1000 und 2000 m jedoch nur vier. Die meisten Stationen der amerikanischen Ostküste, besonders die südlicheren, befinden sich ebenfalls in dieser Gruppe, sonst sind die Stationen über das ganze betrachtete Gebiet verteilt.

Wie Tabelle 4 zu entnehmen ist, haben die meisten Stationen ihr Gewitterminimum zwei Jahre vor dem Fleckenminimum. Auch im Jahr des Fleckenminimums selbst haben viele Stationen ihr Gewitterminimum. In beiden Jahren hatten auch nur sehr wenige Stationen ihr Gewittermaximum.

Tabelle 4. *Stellung der Gewitterminima im Fleckenzyklus*

Jahr	Stationen
Min −3:	Jacksonville, Sioux City, Lüttich, Ostende, Askersund (5 Stationen — 6,6%)
Min −2:	Abilene, Palma, Cheyenne, Montpellier, Münster, De Bilt, Bremen, Göteborg, Oslo, Helsinki, Sveg, Härnösand, Waasa (13 Stationen — 17,1%)
Min −1:	Klagenfurt, Fanö, Falun, Röros (4 Stationen — 5,3%)
Min:	Funchal, Madrid, Montreal, Friedrichshafen, Prag, Brüssel, Potsdam, Markree Castle, Lund, Sveg, Stykkisholm (11 Stationen — 14,5%)
Min +1:	Yuma, Faro, Gr. St. Bernhard, Bad Kissingen (4 Stationen — 5,3%)
Min +2:	New Orleans, Boston, Albany, Pic du Midi, Rochester, Brest, Waasa, Oulu (8 Stationen — 10,5%)
Max −2:	Tacubaya, El Paso, Lugano, Salzburg, Marburg, Königsberg, Västerås (7 Stationen — 9,2%)
Max −1:	Oklahoma, Valencia, Concordia, North Platte, Omaha, Montalegre, Toronto, Genf (8 Stationen — 10,5%)
Max:	Galveston, Banff, Stockholm (3 Stationen — 3,9%)
Max +1:	Zikawei, Genf, Duluth, Nürnberg, Eger, Jena (6 Stationen — 7,9%)
Max +2:	Hongkong, Chattanooga, Toronto, Tatoosh Island, Stuttgart, Birr Castle, Llandudno (7 Stationen — 9,2%)

Bei den restlichen Stationen, bei denen die Überzufälligkeit in der Bindung des gewitterärmsten Jahres an ein bestimmtes Jahr im Fleckenzyklus nicht gegeben ist, verteilen sich die Gewitterminima regelmäßiger auf die Jahre des Fleckenzyklus. In den Jahren um das Fleckenminimum haben mit einer Ausnahme durchschnittlich je 12% der Stationen ihr Gewitterminimum, während in den Jahren um das Fleckenmaximum durchschnittlich je 6% der Stationen ihr Gewitterminimum haben.

Es zeigt sich auch bei den gewitterärmsten Jahren eine Verschiedenheit in Europa und Amerika (Tabelle 5).

Tabelle 5. *Prozentuelle Verteilung der Gewitterminima über die Jahre eines Fleckenzyklus in Europa und Amerika*

Jahr	Min −3	Min −2	Min −1	Min	Min +1	Min +2
Europäische Stationen	6,1	*24,5*	8,2	*16,3*	6,1	8,2
Amerikanische Stationen	8,7	8,7	0,0	4,3	4,3	17,4

Jahr	Max −2	Max −1	Max	Max +1	Max +2
Europäische Stationen	10,2	6,1	2,0	6,1	6,1
Amerikanische Stationen	8,7	*21,7*	8,7	4,3	13,0

Die Jahre mit den wenigsten Gewittern in Amerika fallen mit den Jahren mit den meisten Gewittern in Europa zusammen.

Nur in den 27 Stationen der Tabelle 6 (17% aller Stationen) sind im Verlauf des Fleckenzyklus sowohl die Gewittermaxima als auch die Gewitterminima mit so großer Wahrscheinlichkeit an ein bestimmtes Jahr gebunden, daß ein gesetzmäßiger Gang der Gewitterhäufigkeiten innerhalb des Zyklus angenommen werden kann.

Tabelle 6. *Stationen, in denen beide Gewitterextrema an bestimmte Jahre des Fleckenzyklus gebunden sind*

	Maximum	Minimum
*Tacubaya	Min +2	Max −2
*Galveston	Max +2	Max
Zikawei	Min −3	Max +1
Funchal	Min −2	Min
Yuma	Max −1	Min +1
*Chattanooga	Max	Max +2
Palma	Min +2	Min −2
Concordia	Max +2	Max −1
*Madrid	Min −2	Min
*Omaha	Min +1	Max −1
*Pic du Midi	Min −2	Min +2
*Gr. St. Bernhard	Max +1	Min +1
Klagenfurt	Min −3	Min −1
Tatoosh Island	Min −1	Max +2
Stuttgart	Min −3	Max +2
Nürnberg	Min −2	Max +1
Eger	Min	Max +1
Prag	Min +2	Min
Brüssel	Min +2	Min
*Banff	Max −2	Max
Birr Castle	Min +2	Max +2
*Markree Castle	Max +1	Min
*Lund	Max +2	Min
*Oslo	Max +2	Min −2
*Helsinki	Max −1	Min −2
*Falun	Max −1	Min −1
*Röros	Max, Max + 1	Min −1

VI. Zusammenfassung der Testergebnisse

Fast die Hälfte aller Stationen (47,4%) hat ihre gewitterreichsten Jahre in einem vierjährigen Zeitabschnitt, der ein Jahr vor dem Fleckenmaximum beginnt und zwei Jahre nach demselben endet. Daneben ist noch das zweite Jahr nach dem Fleckenminimum besonders in Europa gewitterreich. Entsprechend hat ebenfalls die Hälfte aller Stationen (42,6%) ihre gewitterärmsten Jahre in einem vierjährigen Zeitabschnitt, der drei Jahre vor dem Fleckenminimum beginnt und mit dem Jahr des Minimums endet. Daneben sind in Amerika noch das Jahr vor dem Fleckenmaximum und das zweite Jahr nach dem Fleckenminimum besonders gewitterarm.

Daß in einer Station die Abweichungen der Gewitterhäufigkeiten von ihrem Mittelwert innerhalb eines Fleckenzyklus groß sind (hoher Wert von χ^2), heißt noch nicht, daß die Extrema immer in einem bestimmten Jahr des Fleckenzyklus auftreten. So zeigt es sich, daß dies nur in 14 von den 65 Stationen (21,5%) mit überzufälligem Zusammenhang zwischen Flecken und Gewittern der Fall ist. Diese Stationen sind in Tabelle 6 mit einem Stern bezeichnet.

In weiteren zwölf Stationen (18,5%) ist nur das Gewitterminimum an ein bestimmtes Jahr mit großer Wahrscheinlichkeit gebunden, in 30 Stationen (46,1%) nur das Gewittermaximum. In Tabelle 6 sind hauptsächlich Stationen des Südens und Nordens enthalten, die Stationen der mittleren Breiten haben große Seehöhen. Das gewitterreiche Intervall zwischen dem zweiten Jahr vor dem Fleckenmaximum und dem zweiten Jahr nach demselben macht sich bei den zuletzt genannten 30 Stationen stark bemerkbar (nur 7 Ausnahmen).

Umgekehrt tritt in ungefähr der Hälfte der Stationen der Fall ein, daß zwar ein Extremwert mit hoher Wahrscheinlichkeit in einem bestimmten Jahr des Fleckenzyklus auftritt, daß jedoch dieser Extremwert nicht weit genug vom Mittelwert abweicht, daß mit ebenso hoher Wahrscheinlichkeit auf ein Gesetz in der Abhängigkeit des Gewitterganges vom Fleckengang geschlossen werden kann. Dies tritt bezüglich der Maxima in 45 von 89 Stationen mit hohem t-Wert auf (50,6%), bezüglich der Minima in 46 von 72 Stationen (63,9%). Selbst wenn beide Extrema an bestimmte Jahre gebunden sind, muß der χ^2-Wert noch nicht hoch genug sein, um mit hoher Wahrscheinlichkeit auf einen gesetzmäßigen Gang der Gewitterhäufigkeiten im Fleckenzyklus schließen zu lassen, denn von 27 Stationen, die hierfür in Frage kommen, weisen nur 14 (51,9%) den entsprechend hohen χ^2-Wert auf. Wenn in einem solchen Fall das χ^2-Kriterium auch nicht auf ein Gesetz deutet, wird man wohl doch nicht an einen reinen Zufall denken dürfen, da das statistische Kriterium ziemlich streng gefaßt ist und die Beobachtungen meist nur wenige Fleckenzyklen umfassen.

VII. Geographische Zusammenfassungen

Den ostasiatischen Stationen und der äquatornahen mexikanischen Zone ist gemeinsam, daß das gewitterärmste Jahr kurz vor dem gewitter-

reichsten liegt. Batavia und Tacubaya weisen mit großer Wahrscheinlichkeit auf ein Abhängigkeitsgesetz von den Sonnenflecken hin, besonders Tacubaya, bei dem auch die Extrema mit überzufälliger Wahrscheinlichkeit an bestimmte Jahre im Fleckenzyklus gebunden sind.

In Neuseeland tritt das Gewittermaximum überzufällig häufig in einem bestimmten Jahr des Fleckenzyklus auf, doch sind die Abweichungen vom Mittelwert nicht so groß gegenüber der allgemeinen Streuung, daß ein Zusammenhang mit den Sonnenflecken zu vermuten ist.

Nur 17 der 48 nordamerikanischen Stationen lassen mit hoher Wahrscheinlichkeit auf einen Zusammenhang zwischen Gewittern und Sonnenflecken schließen. Bei ¼ der Stationen, die über das ganze Gebiet verteilt sind, liegen die Gewitterextrema in aufeinander folgenden Jahren. Die Verteilung der Gewitterextrema auf die Jahre des Fleckenzyklus ist wohl unregelmäßig, doch gibt es kleine Gebiete, in denen Übereinstimmung herrscht. An der südlichen Atlantikküste treten die Gewittermaxima auch im Fleckenmaximumsjahr auf. In Montreal und Ottawa ist der Gewittergang gerade parallel zum Fleckengang, während er in Parry Sounds und Duluth entgegengesetzt verläuft. In den Stationen der Rocky Mountains haben die Stationen der Hänge jeweils gleiche Maximaljahre. Bezüglich der Minima stimmen die Stationen des östlichen Seengebiets gut überein, auch die nördlicher gelegenen Stationen desselben stimmen untereinander gut überein. Die Häufigkeitskurven haben im Süden stets größere Amplituden als im Norden und westlich der Rocky Mountains. Sie deuten auf eine doppelte Welle im Fleckenzyklus, doch ist der Verlauf ziemlich unregelmäßig.

Auf den Azoren und auf Madeira treten die Gewittermaxima zwei Jahre vor dem Fleckenminimum auf, die Gewitterminima zur Zeit des Fleckenminimums. Dasselbe gilt auch noch für einige Stationen der Iberischen Halbinsel. Der Eintritt der Gewittermaxima ein Jahr nach dem Fleckenmaximum stimmt in den Küstenstationen Lissabon, Murcia, Montpellier, Triest und der Bergstation am Großen St. Bernhard gut überein, in Valencia und Montalegre verspätet er sich dem gegenüber ein Jahr. Auf der Pyrenäenhalbinsel sind die gewitterschwächsten Jahre entweder das Fleckenmaximumsjahr oder das Jahr davor. Die Häufigkeitskurven sind ziemlich unregelmäßig, doch tritt bei den Kurven von Faro und Barcelona noch die Gestalt einer einfachen Welle zum Vorschein, in Lissabon, Palma und Madrid die einer doppelten. Auch am Pic du Midi ist ein Nebenminimum gut ausgeprägt, doch ist der Abstieg von den beiden Maxima durch je eine starke Spitze unterbrochen, so daß der Doppelschwingung eine weitere überlagert scheint. Diese Gestalt tritt auch in den einzelnen Zyklen auf, nicht nur im Durchschnitt.

Auch in Mitteleuropa gibt es zwei Stationen (Sonnblick und Friedrichshafen), deren Gewittergang parallel dem Fleckengang ist. Die Stationen der Nord- und Ostseeküste haben die meisten Gewitter in den Jahren um das Fleckenmaximum. Auch die nicht an der Küste liegenden Stationen Nordwesteuropas, die ihre stärkste Gewittertätigkeit zwei Jahre nach dem Fleckenminimum haben, stimmen

untereinander gut überein. In neun von 40 Stationen treten die Gewitterminima gleichzeitig mit den Fleckenminima auf. In Nordholland und Norddeutschland sind die wenigsten Gewitter zwei Jahre vor dem Fleckenminimum. Neben diesen guten Übereinstimmungen gibt es aber auch nicht weit voneinander liegende Stationen, deren Gewitterverteilung jedoch ganz verschieden voneinander ist. Das ist im Fall Vlissingen—Ostende wohl auf die wahrscheinlich durch Beobachterwechsel zustandegekommenen niedrigen Gewitterzahlen zwischen 1905 und 1930 in Ostende zurückzuführen, da vorher und nachher Übereinstimmung herrscht. Der Unterschied zwischen Wien und Kremsmünster dagegen muß lokal bedingt sein, denn er tritt auch im säkularen Gang der Gewittermeldungen auf. Es gibt nur wenige kurze Abschnitte, in denen die beiden Kurven gleichzeitig Spitzen oder Tiefpunkte aufweisen. In Basel ist die Aufeinanderfolge von gewitterreichen und gewitterarmen Jahren viel regelmäßiger als in Zürich, so daß der ganze Fleckenzyklus in Basel nicht stark in Erscheinung tritt. Das beruht vielleicht auf der Lage Basels im nordwestlichen Vorland der Schweizer Alpen, wo es zu Gewittern kommt, wenn Luftmassen beim Heranziehen von NW zum Aufsteigen gezwungen werden.

Auf den Inseln des Nordatlantiks und in Skandinavien treten nur wenige Gewitter im Jahr auf. Doch gibt es bei fast der Hälfte der Stationen so große Abweichungen vom Mittel der Gewitterhäufigkeit, daß mit einem Einfluß der Sonnenflecken gerechnet werden kann. Drei Viertel der Stationen haben ihr Gewittermaximum zwischen dem Jahr vor dem Fleckenmaximum und zwei Jahre nach ihm. Mehr als die Hälfte der Stationen hat das gewitterärmste Jahr im Jahr des Fleckenminimums oder in den drei Jahren vorher. Südengland gehört zu den Ausnahmen: dort sind die meisten Gewitter in den Jahren vor dem Fleckenminimum. Die Gewitter der Nordatlantikinseln treten meist im Winter auf, während in Skandinavien Wintergewitter selten sind.

Auffällig ist die ziemlich gute Übereinstimmung der Gewitterhäufigkeitskurven der Alpenstationen und der Bergstationen der Pyrenäenhalbinsel. Sie haben alle die Gewittermaxima oder wenigstens Nebenmaxima zwei Jahre vor dem Fleckenminimum, bzw. im Jahr des Fleckenmaximums oder ein Jahr vorher oder nachher. Auch in Nordamerika stimmen die Kurven der Stationen am West- bzw. Südhang des Felsengebirges überein. Die Gewittermaxima treten im Norden ein Jahr, im Süden zwei Jahre nach dem Fleckenmaximum ein. Ebenso haben alle am Osthang liegenden Stationen mit Ausnahme von Pueblo ihr Maximum zwei Jahre vor dem Fleckenmaximum. Die Minima lassen dagegen keine Regel erkennen.

VIII. Die 26tägige Periode

Die Gewittermeldungen von zwölf Stationen Europas zwischen dem 1. Januar 1937 und dem 31. Dezember 1946 und von drei südafrikanischen Stationen zwischen dem 1. Januar 1950 (Windhoek ab 1. Januar 1951) und dem 31. Dezember 1953 wurden nach Perioden zu 26 Tagen

(Sonnenrotation) zusammengefaßt. Tabelle 7 gibt die durchschnittliche Gewitterhäufigkeit für jeden der 26 Tage (bezogen auf ein Jahr) in den einzelnen Stationen an. Die Tagesnumerierung beginnt mit dem 1. Januar 1937 als Tag 1.

Auch hier ist das Bild uneinheitlich. Im allgemeinen zeigen sich zwei schwächere Maxima neben einem Hauptmaximum, ebenso mehrere meist gleich tiefe Minima. Tage mit stärkerer Gewittertätigkeit sind vor allem der 19. und 7. Tag dieser Periode, doch treten auch um den 26. Tag viele Gewitter auf. Schwächere Gewittertätigkeit weisen besonders der 3. und 4. und der 11. und 12. Tag auf. Am Sonnblick ist die zweite Hälfte der Periode gewitterreicher als die erste, das Gegenteil ist in Lund der Fall. Die gute Übereinstimmung, die H. E. Hamberg [*12*] zwischen der Stellung der gewitterreichen bzw. gewitterschwachen Tage in je zwei Provinzen Süddeutschlands und Schwedens fand, ist beim Vergleich der schwedischen Stationen mit denen der Schweiz oder Österreichs nicht festzustellen. Auch zwischen einander näher gelegenen Stationen besteht keine Ähnlichkeit im Gang der Gewitterhäufigkeiten. Da außer diesen Verschiedenheiten in der Folge der negativen und positiven Abweichungen vom Mittelwert in den einzelnen Stationen auch die Abweichungen selbst so gering sind, daß ein χ^2-Test keine die Zufallsschwelle übersteigenden Ergebnisse zeitigt, ist das Vorhandensein einer 26tägigen Periode nicht anzunehmen. Selbst in den geglätteten Kurven fehlt jede Andeutung einer Periode von 26 Tagen.

IX. Die säkularen Schwankungen

Der nach der Methode der kleinsten Quadrate berechnete Trend der Gewittertätigkeit gibt nur ein großzügiges Bild von einer Veränderung der Gewittertätigkeit; die oft sehr langen rückläufigen Gänge gegenüber dem Gesamttrend verschwinden dabei. Deshalb werden nach Angabe der Hauptrichtung des gesamten Beobachtungszeitraums auch längere Teilintervalle betrachtet.

Die Veränderung der Gewittertätigkeit im ganzen Zeitraum wird durch Berechnung der Zu- oder Abnahme des Jahresmittels der Gewittertage in sechs Jahrzehnten angegeben, da dieser Zeitraum in den Meldungen fast aller Stationen enthalten ist, die Beobachtungsdauer selbst jedoch bei den einzelnen Stationen sehr verschieden ist. Leider unterliegen diese Betrachtungen noch mehr als die Periodenbetrachtungen den Einflüssen der Person des Beobachters, sowie der Definition des Gewitters, die er seinen Beobachtungen zu Grunde legte. Es zeigt sich, daß in den meisten Stationen die Zahl der Gewittertage pro Jahr zunahm, nämlich an 81 Stationen (54%); nur an 27 Stationen nahm sie ab (18%) und an 42 Stationen blieb sie gleich (28%). Wie früher ist auch hier schwer ein Parallelgehen der Stationen eines Gebietes festzustellen. Die Verteilung der Zunahme der Gewittertätigkeit ist der Abb. 2 zu entnehmen.

Um zu einer besseren Übersicht über die Veränderung der Gewittertätigkeit im Lauf der letzten Jahrzehnte zu gelangen, soll in der folgenden

Tabelle 8 eine Zusammenstellung gegeben werden, in der diese Änderung durch die Anzahl der Stationen eines größeren Gebietes, in denen in einem gegebenen Jahrfünft eine Gewitterzunahme oder -abnahme stattge-

Abb. 2. Karte zur säkularen Änderung der Gewittertätigkeit.

funden hat, ausgedrückt ist. Diese Zusammenstellung beruht auf den mittels fünfjährigen gleitenden Durchschnitten ausgeglichenen Kurven der jährlichen Anzahlen der Gewittertage in den einzelnen Stationen. Die Differenz zwischen der Anzahl der Stationen, an denen die Tage mit Gewittern häufiger wurden, und derer, an denen sie seltener wurden, kann als Indikator dienen, ob sich die Gewittertätigkeit nur örtlich verlagerte (keine nennenswerte Differenz) oder wirklich dem Betrag nach veränderte.

Aus Tabelle 8c ist zu entnehmen, daß sich die Gewittertätigkeit durch lange Zeiträume verstärkte, besonders vor der Jahrhundertwende. Ein stärkeres Nachlassen der Gewittertätigkeit ist nur zwischen 1915 und 1925 zu bemerken, doch dürfte auch die Zunahme ihr Ende gefunden haben, da das Überwiegen der Stationen mit ansteigender Gewitterzahl nicht mehr die hohen Werte erreicht wie vor 1910 und besonders seit 1945 sich die Stationen mit Gewitterzunahme und -abnahme die Waage halten.

In Nordamerika ist gut zu beobachten, wie der Überschuß der Stationen mit zunehmender Gewittertätigkeit seit der Jahrhundertwende geringer wurde und im dritten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts der Ausgleich erreicht wurde. Die allgemeine Gewitterzunahme um 1940 verschwand bis 1950 wieder.

In Europa wechselten Ansteigen und Nachlassen der Gewittertätigkeit öfter innerhalb der letzten 100 Jahre. Nachdem bis 1895 die Gewitter

Tabelle 7. *Die 26-tägige Periode der Gewitterhäufigkeiten*

Tag	Karesuando	Östersund	Stockholm	Visby	Lund	Basel	Zürich	Lugano	Wien	Sonnblick	Lissabon	Funchal	Port Elizabeth	Pretoria	Windhoek
1	0,2	0,2	0,6	0,4	0,4	0,5	0,8	0,9	1,0	1,0	0,4	0,3	0,8	3,5	1,7
2	0,3	0,0	0,4	0,6	0,4	0,5	0,6	1,1	1,2	0,6	0,3	0,4	1,0	3,0	2,0
3	0,1	0,1	0,2	0,5	0,3	1,1	0,7	0,9	0,9	1,1	0,5	0,3	0,0	2,5	1,3
4	0,3	0,1	0,2	0,4	0,3	0,7	0,5	1,3	0,9	0,8	0,2	0,1	0,3	2,3	1,7
5	0,3	0,1	0,5	0,4	0,9	0,7	0,8	1,2	0,7	0,7	0,5	0,5	0,8	3,0	2,0
6	0,3	0,2	0,6	0,5	0,3	0,7	0,9	1,0	1,0	0,8	0,4	0,2	0,5	3,3	1,7
7	0,2	0,5	0,5	0,7	0,2	0,8	0,3	1,2	1,3	0,3	0,5	0,2	0,0	2,8	1,7
8	0,2	0,2	0,0	0,3	0,3	0,3	0,4	0,8	1,1	0,5	0,5	0,4	0,5	3,8	1,7
9	0,2	0,0	0,0	0,5	0,5	0,4	0,8	1,1	1,1	1,0	0,4	0,2	0,5	2,3	2,3
10	0,2	0,1	0,3	0,2	1,0	0,6	0,6	1,1	1,4	1,0	0,3	0,1	1,0	2,3	1,3
11	0,2	0,3	0,5	0,2	0,3	0,7	1,2	0,9	0,8	0,7	0,3	0,4	0,8	1,5	1,3
12	0,2	0,2	0,3	0,0	0,4	0,6	1,3	0,8	1,1	0,9	0,5	0,2	1,3	2,3	2,3
13	0,1	0,3	0,1	0,3	0,3	0,6	1,0	0,7	1,0	0,4	0,4	0,2	0,8	4,3	2,3
14	0,0	0,2	0,5	0,2	0,3	0,7	0,6	1,1	1,4	0,6	0,1	0,2	0,8	2,5	2,7
15	0,4	0,6	0,3	0,3	0,5	0,9	0,9	0,9	1,5	1,4	0,3	0,0	0,8	3,8	3,0
16	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,5	1,2	1,0	0,9	0,6	0,3	0,5	3,0	3,3
17	0,1	0,4	0,8	0,3	0,2	0,8	1,1	1,9	0,5	1,0	0,5	0,3	1,3	2,8	2,0
18	0,1	0,4	0,1	0,2	0,3	0,6	0,6	0,5	1,0	0,8	0,5	0,1	1,3	3,3	2,0
19	0,2	0,4	0,3	0,8	0,4	0,9	1,4	1,1	1,3	1,4	0,4	0,0	1,8	3,8	2,7
20	0,3	0,2	0,1	0,4	0,3	0,9	0,8	0,6	1,0	0,9	0,7	0,0	0,5	3,5	2,3
21	0,0	0,2	0,1	0,3	0,3	0,9	0,4	1,3	1,3	0,7	0,3	0,3	0,8	3,0	2,3
22	0,5	0,2	0,2	0,4	0,2	0,6	0,4	0,7	0,9	0,6	0,2	0,0	0,8	2,5	1,3
23	0,6	0,3	0,4	0,3	0,4	0,8	0,5	0,8	0,9	0,9	0,2	0,3	1,0	2,5	1,3
24	0,3	0,2	0,4	0,4	0,7	0,4	0,3	1,0	1,2	1,0	0,2	0,3	0,5	2,5	1,7
25	0,5	0,3	0,5	0,5	0,6	0,9	1,1	1,3	0,6	0,4	0,5	0,3	0,5	2,8	1,7
26	0,2	0,5	0,3	0,5	0,9	1,0	0,7	1,1	1,0	0,5	0,4	0,0	0,0	4,3	1,0

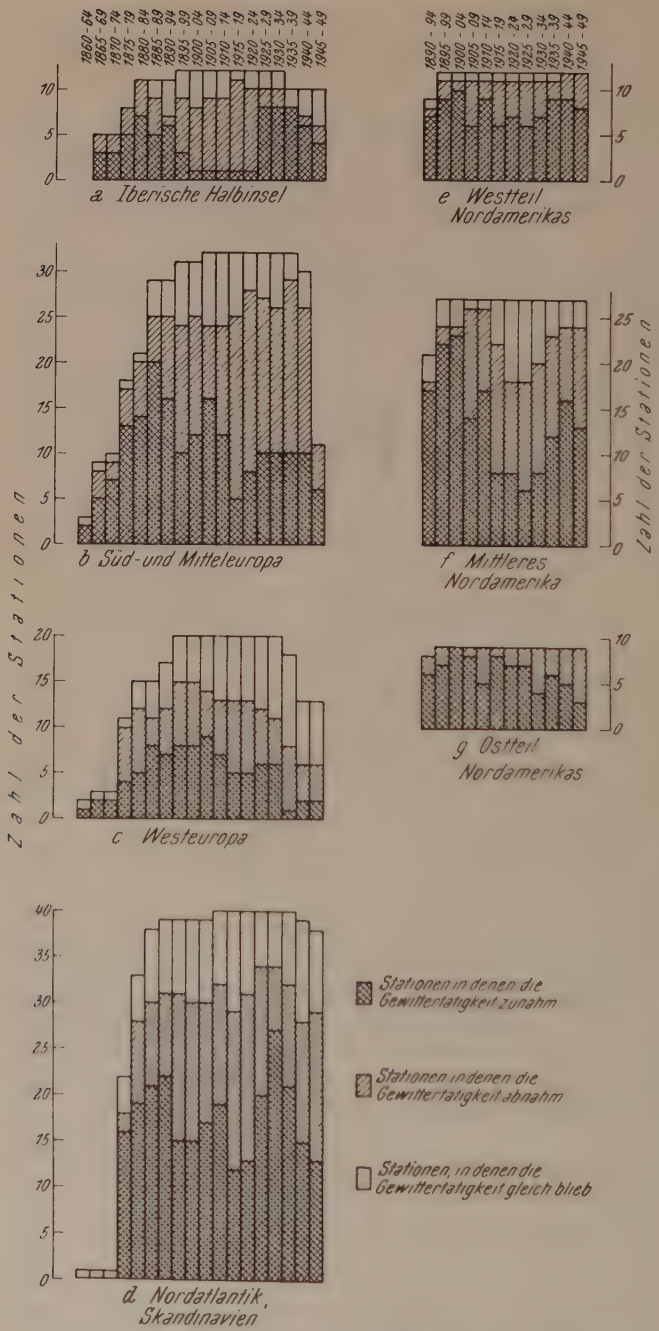

Abb. 3. Die Änderung der Gewittertätigkeit in einzelnen Gebieten

häufiger geworden waren, wurden sie bis 1925 wieder seltener. Im Gegensatz zu Amerika gab es bis 1935 wieder mehr Gewitter. Seit damals dürfte die Gewittertätigkeit gleich geblieben sein, wie die ungefähr gleiche Größe der Anzahl der Stationen mit gleichbleibender, wachsender und sinkender Gewittertätigkeit andeutet, doch scheint sich ein Nachlassen anzubahnen.

Die Veränderung der Gewittertätigkeit in einzelnen Gebieten zeigt Abb. 3a bis 3g.

Der Rückgang der Gewitterhäufigkeit in Europa nach 1895 ist in erster Linie auf einen Rückgang im Norden und Süden zurückzuführen, Deutschland und der Nordatlantikraum waren davon weniger betroffen. Während aber seit 1925 eine Erhöhung der Gewittertätigkeit in Nord- und Südeuropa vor sich geht, wird sie seit 1915 in Deutschland und auf den Britischen Inseln schwächer. In Amerika ist eine Schwächung der Gewittertätigkeit besonders im Gebiet zwischen dem Felsengebirge und den Appalachen von 1915 bis 1935 festzustellen. Da sich gleichzeitig an der Pazifikküste die Stationen mit Gewitterzunahme und -abnahme die Waage halten, ist diese Schwächung auch in der Tabelle für ganz Nordamerika festzustellen.

X. Vergleich mit älteren Arbeiten über Gewitterperioden

Die ersten einschlägigen Arbeiten stammen von W. v. Bezold [*2*, *3*, *4*]. Er bildete Summen der Gewittermeldungen einer Anzahl europäischer Stationen [*3*] und verglich sie mit der Kurve der Sonnenflecken. Er stellte fest, daß jedem Fleckenmaximum ein Blitzschlagminimum entspricht und daß dazwischen noch ein zweites Minimum liegt. Ebenso entspricht den Fleckenminima ein Blitzschlagmaximum. Wenngleich eine Überprüfung mit der χ^2-Methode eine Überzufälligkeit zeigt, so sieht man doch, daß die Extrema der Gewitterkurven der einzelnen Stationen häufig nicht mit denen der Summenkurve übereinstimmen. In [*2*] und [*4*] wurden nur bayrische Stationen verwendet, doch nur über relativ wenige Fleckenzyklen. Die Überzufälligkeit seines Ergebnisses hat jedoch bei Verlängerung der Beobachtungsreihen nicht Bestand.

Ohne Rechnung zeigte G. Walter [*23*], daß im Gegensatz zu den bayrischen Stationen in Wien jedem Fleckenmaximumsjahr ein gewitterarmes Jahr vorausgeht, einem fleckenarmen ein gewitterreiches folgt. Sein Resultat konnte auch durch die Verlängerung der Beobachtungsreihe um 50 Jahre gestützt werden. Der χ^2-Test ergab für Wien eine Zufallswahrscheinlichkeit kleiner als 5%.

Cl. Hess [*15*] stellte fest, daß in der Schweiz Gewitter- und Fleckenkurve invers zueinander verlaufen. Sein Material ist jedoch für eine Verallgemeinerung viel zu kurz. Seine Behauptung läßt sich auch nur für das Alpenvorland der Schweiz aufrechterhalten.

Die Gewitterreihen von Stockholm und Lund unterzog H. E. Hamberg [*13*] einer Untersuchung, wobei er einen Einfluß der Sonnenflecken verneinte. Für Stockholm bestätigt das χ^2-Kriterium auch sein Ergebnis.

Tabelle 8. *Die Änderung der Gewitterhäufigkeit*

I Zahl der Stationen in den einzelnen Jahrfünften
II Zahl der Stationen mit gleichbleibender Gewitterzahl
III Zahl der Stationen mit zunehmender Gewitterzahl
IV Zahl der Stationen mit abnehmender Gewitterzahl

a) in Europa

	1755 bis 1759	1760 bis 1764	1765 bis 1769	1770 bis 1774	1775 bis 1779	1780 bis 1784	1785 bis 1789	1790 bis 1794	1795 bis 1799	1800 bis 1804
I	2	2	3	3	3	3	3	3	4	4
II	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III	2	2	2	2	2	1	2	2	3	3
IV	—	—	1	1	1	2	1	1	1	1

	1805 bis 1809	1810 bis 1814	1815 bis 1819	1820 bis 1824	1825 bis 1829	1830 bis 1834	1835 bis 1839	1840 bis 1844	1845 bis 1849	1850 bis 1854
I	4	4	4	4	4	4	5	6	6	6
II	1	2	2	2	2	2	3	3	3	3
III	3	2	2	2	1	1	2	1	1	1
IV	—	—	—	—	1	1	—	2	2	2

	1855 bis 1859	1860 bis 1864	1865 bis 1869	8170 bis 1874	1875 bis 1879	1880 bis 1884	1885 bis 1889	1890 bis 1894	1895 bis 1899	1900 bis 1904
I	6	6	18	19	59	80	95	96	102	102
II	3	3	3	3	6	9	18	21	23	24
III	2	3	10	12	34	45	54	51	36	36
IV	1	—	5	4	19	26	23	24	43	42

	1905 bis 1909	1910 bis 1914	1915 bis 1919	1920 bis 1924	1925 bis 1929	1930 bis 1934	1935 bis 1939	1940 bis 1945	1945 bis 1949
I	103	104	104	104	104	104	100	92	72
II	25	25	26	22	21	23	23	25	20
III	43	39	23	27	44	51	40	33	25
IV	35	40	55	55	39	30	37	34	27

b) in Nordamerika

	1890 bis 1894	1895 bis 1899	1900 bis 1904	1905 bis 1909	1910 bis 1914	1915 bis 1919	1920 bis 1924	1925 bis 1929	1930 bis 1934	1935 bis 1939	1940 bis 1944	1945 bis 1949
I	37	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48	48
II	4	4	4	2	2	6	10	10	8	5	3	3
III	28	38	39	28	31	22	22	19	19	27	30	24
IV	5	6	5	18	15	20	16	19	21	16	15	21

c) im gesamten Beobachtungsgebiet seit 1860

	1860 bis 1864	1865 bis 1869	1870 bis 1874	1875 bis 1879	1880 bis 1884	1885 bis 1889	1890 bis 1894	1895 bis 1899	1900 bis 1904
I	6	18	22	64	85	101	140	157	157
II	3	3	3	6	9	19	26	28	29
III	3	10	15	37	48	55	81	76	78
IV	—	5	4	21	28	27	33	53	50

	1905 bis 1909	1910 bis 1914	1915 bis 1919	1920 bis 1924	1925 bis 1929	1930 bis 1934	1935 bis 1939	1940 bis 1944	1945 bis 1949
I	158	159	159	159	159	159	155	144	124
II	29	29	33	32	31	31	29	30	23
III	74	71	48	53	66	72	69	63	51
IV	55	59	78	74	62	56	57	51	50

In Lund dagegen verläuft der neuere Teil der Beobachtungsreihe invers zum alten und der Gang der Gewitterhäufigkeiten zeigt nach dem χ^2-Test in beiden Teilreihen einen Zusammenhang mit den Flecken, während dieser bei Zusammenfassung der beiden Reihen verdeckt wird.

E. Septer [*22*] berechnete die jährlichen Gewittersummen von 229 sibirischen Stationen. Der Vergleich der Gewitterkurve mit der Kurve der Fleckenrelativzahlen zeigt, daß die Maxima beider Kurven nahe zusammenfallen und daß zwischen zwei Fleckenmaxima noch ein Nebenmaximum der Gewittertätigkeit auftritt. Für eine statistische Untersuchung ist seine 36jährige Reihe jedoch zu kurz. Septer schloß daraus aber sogar auf die Existenz einer Periode von 55 Jahren in der Gewittertätigkeit, welche nicht einmal mit den bis heute verlängerten Reihen überzeugend bewiesen werden könnte.

R. de Lury [*19*] zeigte, daß in Kanada die Gewitterkurve invers zur Fleckenkurve verläuft. Dies ist in der Tat in Toronto in den drei betrachteten Zyklen der Fall, die Hinzunahme weiterer Zyklen zeigt, daß die Kurve zwei gleich tiefe Minima ein Jahr vor und zwei Jahre nach dem Fleckenmaximum besitzt und daß das Gewittermaximum ein Jahr nach dem Fleckenminimum eintritt. Der inverse Charakter bleibt aber gewahrt. Die Überzufälligkeitsschranke wird allerdings nicht überschritten. De Lury versuchte sein Ergebnis durch Gewittersummen aus kanadischen Provinzen zu stützen. Dabei verwendete er Material aus einem einzigen Fleckenzyklus, bildete aber Summen über Gebiete, die größer als ganz Mitteleuropa sind.

C. E. P. Brooks [*6*] untersuchte die Änderung der Gewitterhäufigkeit ebenfalls durch Summenbildung über große Gebiete, z. B. Sibirien, Südasien, hatte aber nur wenige Reihen, die aus Beobachtungen durch mehr als 50 Jahre bestanden, zur Verfügung. Er erhielt nur kleine Korrelationskoeffizienten und kleine Amplituden einer 12-jährigen Sinuswelle. Er nahm an, daß dort ein Zusammenhang zwischen Gewittern und Flecken sei, wo entweder die Amplitude größer war als die halbe Streuung oder wo die Phasenverschiebung weniger als ein Jahr betrug oder wo ein Amplitudenspektrum eine Spitze bei einer 11-jährigen Periode zeigte. Eine Realitätsuntersuchung wurde nicht durchgeführt. Die Verteilung der hohen Korrelationskoeffizienten auf die Äquatornähe und den hohen Norden stimmt dadurch, daß in diesen Gegenden die χ^2-Werte sehr hoch sind, auch mit dem Resultat der vorliegenden Arbeit überein. Nicht übereinstimmend sind jedoch die Phasenverschiebungen, was wohl auf die Mittelbildung bei Brooks zurückgeht.

O. v. Myrbach [*20*] verglich die Gewitterbeobachtungen von Wien, Kremsmünster und Bayern bezüglich ihres Verhaltens gegenüber den Sonnenflecken. Obwohl das Verhalten der einzelnen Stationen untereinander abwich, hielt er doch eine auftretende Doppelwelle innerhalb eines Fleckenzyklus für reell, da er sie auch in den einzelnen Zyklen fand.

B. Hrudička [*16*] nahm die Gewitter von Prag zur Grundlage seiner Berechnungen. Das Ergebnis stimmt weder mit dem von Brooks ge-

fundenen noch mit dem von mir festgestellten überein, was seinen Grund wohl darin hat, daß HRUDIČKA Mittel über 20 Jahre bildete und dadurch starke Spitzenverschiebungen eintreten.

Dieselben Methoden wie C. E. P. BROOKS [*6*] wendete F. LINDHOLM [*18*] auf das von H. E. HAMBERG [*13*] gesammelte Beobachtungsmaterial an, das Gewitter in den schwedischen Provinzen bis 1915 zusammenfaßt. Er kam auf ziemlich niedere, meist positive Korrelationskoeffizienten und Amplituden der sin-Wellen, die rund 80% der Streuung betragen. Die Phase ist fast dieselbe wie bei den Sonnenflecken, was wahrscheinlich wieder durch die Mittelbildung verursacht wurde.

Einer tabellarischen Zusammenstellung der Gewitterzahlen verschiedener europäischer Stationen entnahm S. POLLI [*21*], daß in nordeuropäischen Stationen die meisten Gewitter bei starker Sonnenaktivität auftreten, in den südeuropäischen Stationen bei schwächster. Die Zwischenstationen haben auch bezüglich der Gewittermaxima eine Übergangsstellung. Zu den Nordstationen gehören nach POLLI auch Wien und Triest, zu den Südstationen Rom und Neapel, zu den Übergangsstationen Mailand und Prag. Er steht damit in Widerspruch zu sämtlichen früheren Arbeiten. Allerdings sind seine Ausführungen sehr allgemein gehalten und enthalten auch keine Andeutung über eine rechnerische Behandlung.

An Hand von sechs süddeutschen Stationen stellte R. ANIOL [*1*] fest, daß ein überzufälliger Korrelationskoeffizient zwischen Gewittern und Sonnenflecken nur zwischen 1923 und 1944 vorhanden gewesen sei, vorher sei auch die Phase eine vollständig andere gewesen. Dies stimmt mit dem niederen χ^2-Wert überein, der von mir für die entsprechenden Stationen (Nürnberg, Stuttgart) gefunden wurde.

Die 26tägige Periode untersuchten ebenfalls zuerst W. v. BEZOLD [*5*] und H. E. HAMBERG [*12*]. BEZOLD hatte in Bayern und Württemberg übereinstimmende Kurven gefunden mit zwei Maxima und Minima; HAMBERG dagegen fand, daß diese Periode in Schweden nicht besser ausgeprägt sei als eine 25-, 27- oder 31tägige; sie müsse daher zufällig sein. Er stellte jedoch fest, daß der Gang der Vorzeichen in beiden Ländern gleich sei.

N. EKHOLM und S. ARRHENIUS [*10, 11*] fanden im Gegensatz zu HAMBERG in den skandinavischen Gewittermeldungen eine 26tägige Periode, die von einer 27tägigen überlagert ist. In beiden sind mehr als ein Paar von Extremen.

Eine Zusammenfassung aller vor 1900 erschienenen Arbeiten zum Thema „Mond und Gewitter" gab L. v. KLEMENT [*17*]. Er zeigte, daß ein Mondeinfluß nicht bestehe, was F. BAUR [*14*] auch bestätigte, indem er nachwies, daß keine Amplitude der Mondperioden überzufällig groß war.

Auch CL. HESS [*15*] untersuchte kürzere Perioden der Gewittertätigkeit in der Schweiz. Die Vielfalt der Perioden, die er in dem 10jährigen Beobachtungszeitraum ohne jede Realitätsprüfung feststellte, läßt den Schluß zu, daß keine reell ist.

Literatur

1. Aniol, R.: Schwankungen der Gewitterhäufigkeit in Süddeutschland. Meteorol. Rundschau **5**, 55 (1952).
2. Bezold, W. v.: Ein Beitrag zur Gewitterkunde. Pogg. Ann. d. Physik u. Chemie, **CXXXVI**, No. 4 (1868).
3. — Über gesetzmäßige Schwankungen in der Häufigkeit der Gewitter während langjähriger Zeiträume. Ber. Bayr. Akad. Wiss., II. Cl., 1874.
4. — Über zündende Blitze im Königreich Bayern. Abh. Bay. Akad. Wiss., II. Cl., **XV** (1884).
5. — Über eine nahezu 26tägige Periode der Gewittererscheinungen. Sitz. Ber. Preuß. Akad. Wiss., **1888**, 539.
6. Brooks, C. E. P.: Variation of the annual frequency of thunderstorms in relation to sunspots. Q. J. R. Met. Soc. **60**, 153 (1934).
7. — und N. Carruthers: Handbook of statistical methods in Meteorology. London 1953.
8. Chromow, S. P.: Einführung in die synoptische Wetteranalyse. Wien 1942.
9. Cramér, H.: Mathematical methods of statistics. Uppsala 1945.
10. Ekholm, N. und S. Arrhenius: Über den Einfluß des Mondes auf Polarlichter und Gewitter. Kongl. Sv. Vetenskaps-Akademiens Handlingar, **31**, No. 2 (1898).
11. — Über die nahezu 26tägige Periode der Polarlichter und Gewitter. Kongl. Sv. Vetenskaps-Akademiens Handlingar, **31**, No. 3 (1898).
12. Hamberg, H. E.: Sur une prétendue période de presque 26 jours dans les orages. Bihang till k. sv. Vet. Akad. Handlingar, **18**, Afd. I, No. 1 (1892).
13. — Åskdagernes Frekvens i Sverige 1730—1915. Bihang till met. Iaktagelser i Sverige, **57** (1915).
14. Hann, J. v. und R. Süring: Lehrbuch der Meteorologie. (5. Auflage), Leipzig 1938.
15. Hess, Cl.: Über Gewitterperioden in der Schweiz. Beilage zum Programm der Thurgauer Kantonschule für das Schuljahr 1908/9, Frauenfeld 1909.
16. Hrudička, B.: Zur Säkularperiode der Gewitterhäufigkeit. Meteorol. Z. **55**, 264 (1938).
17. Klement, L. v.: Mond und Gewitter. Dissertation, Rostock 1904.
18. Lindholm, F.: Om sambandet mellan solaktivitet och åskfrekvens. Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Meddelanden, Serie B, Nr. 1, 1945.
19. Lury, R. de: Sunspot Influences. Toronto 1929.
20. Myrbach, O. v.: Sonnenfleckenzyklus und Gewitterhäufigkeit in Wien, Kremsmünster und Bayern. Meteorol. Z. **52**, 225 (1935).
21. Polli, S.: Attività solare e frequenza dei temporali. Istituto talassografico Trieste, Pubbl. n. **297** (1953).
22. Septer, E.: Sonnenflecken und Gewitter in Sibirien. Meteorol. Z. **43**, 229 (1926).
23. Walter, G.: Gewitterhäufigkeit und Sonnenflecken. Das Wetter **21**, 285 (1904).

550.341.2

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien)

Beispiel einer einfachen Darstellung der Bebentätigkeit in einem engbegrenzten Gebiet[1]

Von

E. Trapp

Mit 2 Textabbildungen.

Zusammenfassung. Um die Seismizität in einem Landstrich, der selbst seismisch inaktiv, jedoch ringsum von Erdbebenzentren umgeben ist, anschaulich darstellen zu können, wurde ein Verfahren ausprobiert, das seit langem in der Klimatologie bei der Auswertung und Darstellung des Windes üblich ist. Auf solche Art wurde ein Bild der Erdbebenwirksamkeit in dem steirischen Landbezirk Voitsberg (Österreich) entworfen.

Summary. A method used for a long time in climatology for the evaluation and representation of wind observations has been applied to the representation of seismicity in a region inactive in itself, but surrounded by earthquake centres. Earthquake effectivity in the rural district Voitsberg in Styria (Austria) is represented in this way.

Résumé. Essai de méthode de représentation de la séismicité d'une région non sismique mais entourée de foyers d'ébranlement. Utilisée en climatologie pour la représentation du vent, cette méthode est appliquée à l'activité sismique du district de Voitsberg en Styrie (Autriche).

Zum Aufgabenbereich eines seismischen Institutes gehört auch die Auskunftserteilung über die Seismizität bestimmter Gebiete und Örtlichkeiten des eigenen Landes. Gewöhnlich werden derartige Anfragen mit einer Tabelle der zutreffenden Erdbebenvorkommnisse oder mit einer Karte der Herdverteilung erledigt. Gelegentlich ergeben sich Fälle, die eine besondere Behandlung wünschenswert erscheinen lassen, wie in dem vorliegenden Fall. Ein Kunstmaler hatte den Auftrag, für das Heimatmuseum in Voitsberg[2] eine Erdbebenkarte des rd. 675 km² großen Bezirkes anzufertigen, und wandte sich an die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien um die Beistellung der hiezu notwendigen Unterlagen.

[1] Herrn Prof. Dr. H. Ficker zum 75. Geburtstag gewidmet.

[2] Steirische Bezirkshauptstadt, 20 km westlich von Graz gelegen.

Interessanterweise ist nun das gegenständliche Gebiet selbst seismisch inaktiv[1], während ringsherum in näherer und weiterer Entfernung seismische Zentren liegen. Es war leicht zu erkennen, daß eine bloße tabellarische Zusammenstellung makroseismischer Daten hier nicht ausreichen konnte, sondern daß vielmehr der Entwurf des geplanten Schaubildes in

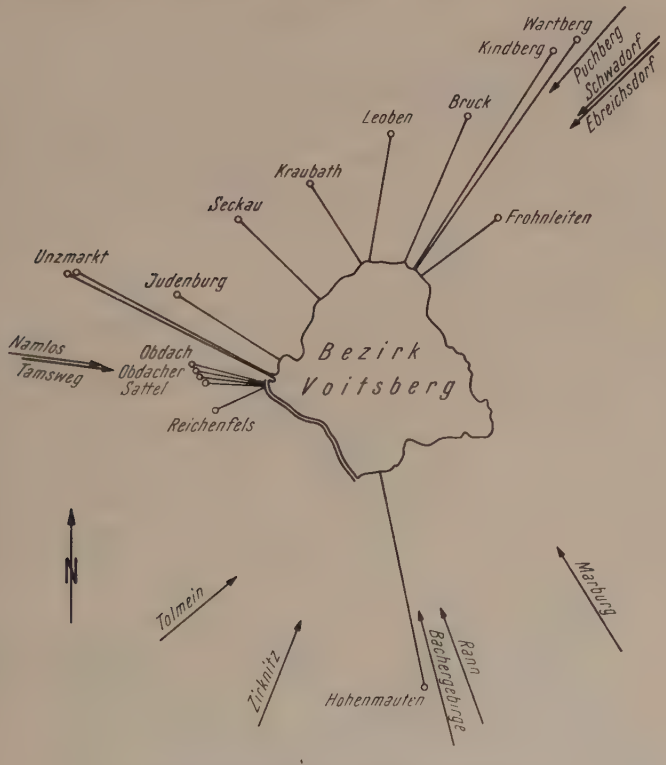

Abb. 1. Geographische Verteilung der Bebenherde

einer den Laien ansprechenden Weise selbst angefertigt werden mußte, um die Möglichkeit einer abwegigen Darstellung auszuschließen.

Als Grundlage für die Karte dienten der Österreichische Erdbebenkatalog seit 1900 und die dazugehörigen Isoseistenkarten, aus denen man am besten entnehmen konnte, welche Erdbeben und in welchem Ausmaß sie sich im Bezirk ausgewirkt haben. Wollte man von allen diesen Beben den Verlauf der Isoseisten in das Schaubild übertragen, so würde sich ein unübersichtliches Liniengewirr ergeben. Ein bedeutend vereinfachtes Bild wird indessen gewonnen, wenn man bei jedem Beben diejenige Stelle auf der Landkarte markiert, an der die Bebenwelle mit der stärksten

[1] Die Bebenchronik weist im 20. Jhdt. überhaupt kein bodenständiges Erdbeben und in früherer Zeit kein Schadenbeben auf.

Intensität in den Bezirksbereich eindringt; dies ist bei Annahme einer gleichmäßigen Wellenausbreitung jeweils die dem Epizentrum nächstgelegene Stelle der Bezirksgrenze.

Bei der Bearbeitung erwies es sich als zweckmäßig, das aus Erdbebenchronik und Isoseistenkarten gewonnene Material nach der Herdentfernung in zwei Gruppen zu teilen, und zwar wurden einerseits die nahe gelegenen Bebenherde bis 50 km zusammengefaßt, anderseits solche mit

Tabelle 1. *Die im Bezirk Voitsberg seit 1900 wahrgenommenen Erdbeben der Herddistanz ≦ 50 km.*

Epizentrum bei	Datum	Maximalintensität im Epizentrum	Maximalintensität im Bezirk Voitsberg	Entfernung Epizentrum bis Bezirksgrenze
Reichenfels, Kärnten ...	24. Okt. 1950	6 *M.S.	4 *M.S.	9 km
Obdacher Sattel	18. Okt. 1950	5½	4½	10 „
Obdach	5. Okt. 1936	5	4	13 „
Obdach	3. Okt. 1936	7½	6	13 „
Obdach	10. Juni 1956	5½	4½	14 „
Unzmarkt	10. Febr. 1947	4	3	38 „
Unzmarkt	15. Nov. 1932	5½	3	36 „
Judenburg	1. Mai 1916	7	5½	21 „
Seckau	31. Aug. 1908	5	4	18 „
Kraubath	13. März 1947	4½	4	15 „
Leoben	26. Febr. 1909	5½	4	21 „
Bruck/Mur	9. Juni 1925	5½	4	26 „
Kindberg	13. Mai 1907	6½	3	41 „
Wartberg	25. Juli 1927	6½	3½	44 „
Frohnleiten	22. Jan. 1912	6	4½	15 „
Hohenmauten, Jugoslaw.	8. Jan. 1936	6½	5	36 „

* M. S. = Mercalli-Sieberg Skala.

Epizentraldistanzen über 50 km. Die Beben der Gruppe 1 sind für die Beurteilung der potentiellen seismischen Gefährdung des ganzen Bezirkes oder von Teilen desselben grundlegend wichtig, während die der Gruppe 2 eine untergeordnete Bedeutung haben. Demgemäß wurden zwei verschiedene Tabellen angelegt, von denen die erste zuverlässiger und ausführlicher ist. Zur Tabelle 2 wäre zu bemerken, daß die Liste der Erdbeben

Tabelle 2. *Die im Bezirk Voitsberg seit 1900 wahrgenommenen Erdbeben größerer Herddistanzen*

Epizentrum	Land	Jahr	Entfernung
Marburg	Jugoslawien	1943	ca. 55 km
Rann	„	1924	120 „
Bachergebirge	„	1947	50—60 „
Zirknitz	„	1926	130 „
Tolmein	Italien	1924	125 „
Tamsweg	Salzburg	1923	80 „
Namlos	Tirol	1930	315 „
Puchberg	Niederösterreich	1939	90 „
Schwadorf	„	1927	150 „
Ebreichsdorf	„	1938	130 „

aus größerer Entfernung sicherlich nicht vollständig ist, da nur die im Raum Voitsberg als verspürt gemeldeten Beben in das Verzeichnis aufgenommen wurden, und nicht auch die, welche auf Grund des Isoseistenverlaufes als noch wahrnehmbar gelten durften. Neben den Tabellen wurde noch eine Grundlagenkarte geschaffen (siehe Abb. 1); diese enthält Herdlage und Epizentrendistanz der nahen Beben, sowie Richtungspfeile von den entfernteren Bebenherden.

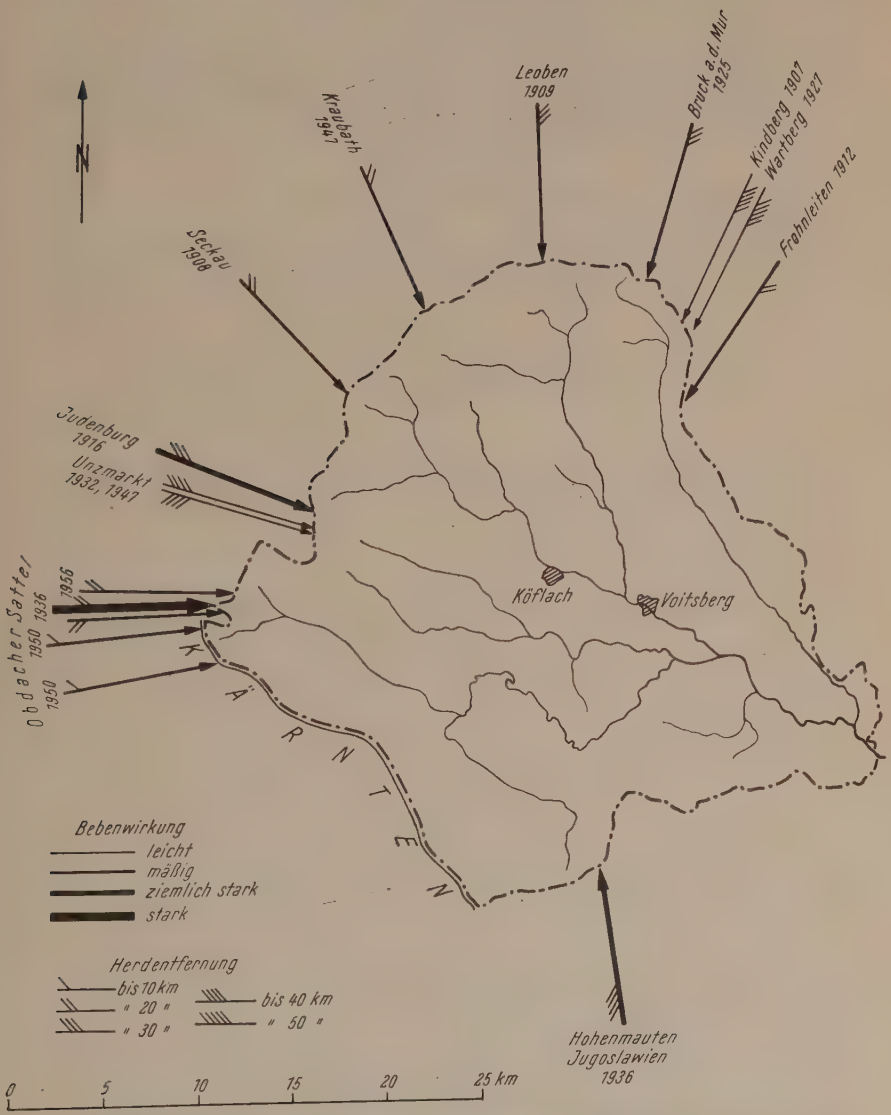

Abb. 2. Die Seismizität im Bezirk Voitsberg, Steiermark, abgeleitet von den Erdbeben 1900—1956.

Im endgültigen Bild wurden nur die Erdbeben der ersten Gruppe verarbeitet[1]. Wie Abb. 2 zeigt, ist die ankommende Bebenstärke durch die Dicke des Richtungspfeiles, die Entfernung Epizentrum—Bezirksgrenze durch eine Befiederung der Pfeile gekennzeichnet. Die Maximalintensitäten der Beben wurden als minder wichtig weggelassen, obgleich man sie in der Abbildung direkt oder symbolisiert[2] noch hätte unterbringen können. Schließlich wurde eine nicht ganz erlaubte Korrektur der Richtungen vorgenommen, indem nunmehr alle Pfeile nach dem Mittelpunkt des Bezirksgebietes ausgerichtet sind. Dadurch konnte nicht nur die Massierung der Linien an den Ausbuchtungen der Bezirksgrenze aufgelockert, sondern auch eine Bildwirkung erzielt werden, die eine gewisse Ähnlichkeit mit einer Windrose hervorruft.

---

[1] Die Daten der Tabelle 2 sollten in Form einer Anmerkung zum Schaubild Verwendung finden.

[2] z. B. durch verschieden große ausgefüllte Kreise am Ende der Pfeile.

517.5

Varianz-Untersuchungen bei stationären Variablen[1]

Von

O. M. J. Mittmann, Göttingen

Zusammenfassung. Unter der Voraussetzung einer stationären Variablen wird eine Methode beschrieben, wie man die Varianz (das mittlere Fehlerquadrat) des arithmetischen Mittels einer Zeit-Reihe oder irgend einer andern Beobachtungsfolge ausfindig machen kann.

Summary. Supposing a stationary variable the author describes a method how to find out the variance of the arithmetic mean of a time-series or any other sequence of observations.

Résumé. En admettant une variable stationnaire, l'auteur décrit une méthode pour trouver la variance (le carré de l'erreur moyenne) de la moyenne arithmétique d'une série-temps ou de n'importe quelle autre série d'observations.

Varianzschwundgesetze. Es seien zunächst N *unabhängige* Beobachtungen $y_1, y_2, \ldots, y_N$ einer Zufallsvariablen y gegeben. Die Varianz (Quadrat des „mittleren Fehlers") werde mit $\operatorname{var} y \equiv v_1$ bezeichnet, die Varianz des arithmetischen Mittels zweier aufeinanderfolgender Beobachtungen mit $\operatorname{var} \frac{y_i + y_{i+1}}{2} \equiv v_2$ und allgemein die Varianz des arithmetischen Mittels von u aufeinanderfolgenden Beobachtungen mit

$$\operatorname{var} \frac{1}{u}(y_i + y_{i+1} + \ldots + y_{i+u-1}) \equiv v_u.$$

Unter der Voraussetzung, daß die Beobachtungen unabhängig voneinander sind, gilt bekanntlich das Varianzschwundgesetz $v_u = \frac{1}{u} v_1$ oder $v_{\lambda \cdot u} = \frac{1}{\lambda} v_u$. Die Varianz des arithmetischen Mittels von 32 Beobachtungen ist z. B. nur halb so groß wie die Varianz des arithmetischen Mittels von 16 Beobachtungen; $v_{32} = \frac{1}{2} v_{16}$. Ein praktisches Beispiel

[1] Die Arbeit wurde durch Mittel der Max-Planck-Gesellschaft (Präsident: Prof. Dr. O. Hahn) gefördert.

sei mit der folgenden, durch Würfeln erhaltenen Reihe von $N = 32$ Beobachtungen vor Augen geführt[1].

$+1, +1, +1, +1, -1, -1, -1, -1, -1, +1, -1, -1, -1, +1, -1, +1,$
$-1, +1, +1, -1, +1, -1, +1, -1, +1, -1, -1, +1, +1, -1, +1, +1.$

Die verschiedenen empirisch erhältlichen Werte von v_u sind für $u = 1$ bis 20 aus Tabelle 1 ersichtlich und mit ${}_e v_u$ bezeichnet.

Tabelle 1. *${}_e v_u$ für verschiedenes u in Beispiel 1 (Unabhängigkeit der Beobachtungen)*

u	1	2	3	4	5	6	7
${}_e v_u$	1	0,419	0,289	0,216	0,1657	0,1275	0,1083
u	8	9	10	11	12	13	14
${}_e v_u$	0,1000	0,0864	0,0783	0,0684	0,0608	0,0509	0,0440
u	15	16	17	18	19	20	
${}_e v_u$	0,0380	0,0340	0,0311	0,0271	0,0265	0,0261	

Zur Berechnung von ${}_e v_u$ dient dabei der Ausdruck

$$ {}_e v_u = \frac{1}{N-u+1} \sum_{i=1}^{N-u+1} \left[\left(\frac{1}{u} \sum_{j=i}^{i+u-1} y_j \right) - \bar{y} \right]^2 \quad \text{mit } \bar{y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} y_i. \tag{1} $$

Ein Beispiel, in dem auch das Varianzschwundgesetz $v_{\lambda \cdot u} = \frac{1}{\lambda} v_u$ näherungsweise gilt, aber N *abhängige* Beobachtungen $y_1, y_2, \ldots, y_N$ einer stationären Variablen y mit starker „Erhaltungstendenz" vorliegen, ist durch die folgenden $N = 40$ Beobachtungen gegeben[2].

$1, 2, -\frac{1}{2}, -\frac{3}{2}, -\frac{3}{2}, 1, \frac{1}{2}, \frac{3}{2}, \frac{3}{2}, \frac{3}{2}, \frac{1}{2}, -\frac{1}{2}, 0, -1, -\frac{1}{2}, -1,$
$-\frac{3}{2}, -\frac{3}{2}, -\frac{3}{2}, 0, 1, -\frac{1}{2}, -\frac{3}{2}, 0, -1, -\frac{3}{2}, \frac{3}{2}, 2, \frac{1}{2}, -1, -1, 0,$
$-1, 1, \frac{3}{2}, \frac{1}{2}, 1, 1, -\frac{1}{2}, -\frac{1}{2}.$

Die verschiedenen mit Hilfe von Formel (1) erhältlichen Werte von ${}_e v_u$ sind für $u = 1$ bis 23 aus Tabelle 2 ersichtlich. Man erkennt leicht, daß die Varianz hier etwa doppelt so hoch ist, wie sie es unter der Voraussetzung unabhängiger Beobachtungen wäre; die hohe Varianz wird durch eine starke „Erhaltungstendenz" der Variablen y bei Veränderung von i bewirkt.

[1] Entnommen aus: O. M. J. MITTMANN, On the Variance of the Integral of an Empirical Function. Metron, vol. XVIII, No. 3—4.

[2] Entnommen aus: J. BARTELS, Gesetz und Zufall in der Geophysik. Naturwiss., **31**, H. 37/38 (1943), (Fig. 5d: Maßzahlen für den täglichen erdmagnetischen Störungszustand vom 1. Mai bis 9. Juni 1932).

Tabelle 2. ${}_e v_u$ *für verschiedenes u in Beispiel 2 (Übernormale Erhaltungstendenz)*

u	1	2	3	4	5	6	7	8
${}_e v_u$	1,238	0,912	0,655	0,505	0,402	0,321	0,265	0,233
u	9	10	11	12	13	14	15	16
${}_e v_u$	0,221	0,1945	0,1720	0,1515	0,1340	0,1177	0,1052	0,0960
u	17	18	19	20	21	22	23	
${}_e v_u$	0,0874	0,0790	0,0727	0,0678	0,0633	0,0595	0,0555	

Während die ersten beiden Beispiele das Varianzschwundgesetz der klassischen mathematischen Statistik aufweisen, zeigt Beispiel 3 den häufig anzutreffenden Fall einer stationären Variablen, in dem zwar auch eine Erhaltungstendenz, aber eine noch viel stärkere Oszillationstendenz besteht[1]. Die Zahl der Beobachtungen beträgt $N = 54$.

Beispiel 3: −6, 1, 12, 10, −6, −8, −6, 3, 4, 7, 11, 3, −8, −2, −3, −7, 3, 4, −5, −7, 1, 6, 8, 9, −2, −8, −10, −7, 0, 8, 12, 7, 5, 4, −3, −6, −12, −5, 0, 5, 7, 3, −4, −8, −6, −5, 1, 6, 6, 2, −6, −5, −6, 1.

Die verschiedenen nach Formel (1) erhältlichen Werte von ${}_e v_u$ sind für $u = 1$ bis 32 aus Tabelle 3 ersichtlich. Man erkennt ohne weiteres, daß hier etwa das Varianzschwundgesetz $v_{\lambda \cdot u} = \frac{1}{\lambda^2} v_u$ gilt.

Tabelle 3. ${}_e v_u$ *für verschiedenes u in Beispiel 3 (Übernormale Oszillation)*

u	1	2	3	4	5	6	7	8
${}_e v_u$	39,9	31,5	23,1	15,76	9,57	5,38	3,05	2,08
u	9	10	11	12	13	14	15	16
${}_e v_u$	1,822	1,822	1,812	1,651	1,408	1,218	1,076	0,949
u	17	18	19	20	21	22	23	24
${}_e v_u$	0,818	0,683	0,553	0,467	0,411	0,385	0,360	0,331
u	25	26	27	28	29	30	31	32
${}_e v_u$	0,301	0,277	0,267	0.263	0,243	0.211	0,201	0,228

Die Varianz des arithmetischen Mittels der Beobachtungen

Für die Varianz des arithmetischen Mittels aller N Beobachtungen, also die Varianz v_N, gibt es keinen empirischen Repräsentanten. Für die verschiedenen Varianzen v_u sind nur für $u < N$ empirische Repräsentanten vorhanden, nämlich die empirischen Varianzen ${}_e v_u$, und diese sind um so ungenauer, je näher u bei N liegt. Nach (1) wird ${}_e v_u$ gebildet, indem die Quadrate der Abweichungen vom arithmetischen Mittel aller N Beobachtungen genommen werden, d. h. die Quadrate der Abweichungen von

[1] Entnommen aus: M. G. Kendall, The Advanced Theory of Statistics, vol. II, table 30.2 (Marriage Rate in England and Wales).

$\bar{y}$. Dagegen wären in der Varianz v_u die Quadrate der Abweichungen vom arithmetischen Mittel unendlich vieler Beobachtungen zu nehmen, d. h. die Quadrate der Abweichungen vom „Erwartungswert" $\bar{y}_\infty$. Durchschnittlich ist also (bei unendlich oftmaliger Wiederholung einer Beobachtung von N y_i-Werten mit nebeneinanderliegendem Argument i) damit zu rechnen, daß ${}_e v_u$ um den Betrag $(\bar{y} - \bar{y}_\infty)^2$ kleiner als v_u ist. Der Erwartungswert dieses Betrages ist gerade die Varianz v_N. Und der Erwartungswert von ${}_e v_u + (\bar{y} - \bar{y}_\infty)^2$ ist gerade die Varianz v_u.

Im Falle des Varianzschwundgesetzes $v_{\lambda \cdot u} = \frac{1}{\lambda} v_u$ bekommen wir somit einen Schätzwert für v_N aus der Gleichung $v_N = \frac{1}{\lambda}({}_e v_{N/\lambda} + v_N)$. Im Falle eines allgemeineren Varianzschwundgesetzes der Form $v_{\lambda \cdot u} = \frac{1}{\lambda^m} v_u$ bekommen wir entsprechend einen Schätzwert für v_N, indem wir 2 entsprechende Gleichungen zugrundelegen:

$$\left.\begin{aligned} v_N &= \frac{1}{\lambda^m}({}_e v_{N/\lambda} + v_N) \\ {}_e v_{N/\lambda} + v_N &= \frac{1}{\lambda^m}({}_e v_{N/\lambda^2} + v_N) \end{aligned}\right\} \qquad (2)$$

Hierbei ist $N/\lambda \equiv \frac{N}{\lambda}$ und $N/\lambda^2 \equiv \frac{N}{\lambda^2}$. Die Lösung des Gleichungssystems lautet

$$\left.\begin{aligned} \lambda^m &= \frac{{}_e v_{N/\lambda^2} - {}_e v_{N/\lambda}}{{}_e v_{N/\lambda}} \\ v_N &= \frac{1}{\lambda^m - 1}\, {}_e v_{N/\lambda} \end{aligned}\right\} \qquad (3)$$

Bei Benutzung verschiedener λ-Werte ergeben sich auch verschiedene Werte für v_N. Als plausibelste Lösung ist natürlich diejenige anzusehen, bei der wir die empirischen ${}_e v_u$-Werte um den kleinstmöglichen Betrag v_N zu vermehren brauchen, auf daß (2) gilt. Tabelle 4 zeigt für das Beispiel 1, wie der Schätzwert für $v_N = v_{32}$ bei Benutzung verschiedener λ-Werte variiert. Der plausibelste v_N-Wert ist, wie man sieht, der Wert $v_N = 0{,}032$.

Tabelle 4. *v_N bei Benutzung verschiedener λ-Werte in Beispiel 1*

λ ..	1,6	1,7	1,77	1,78	1,79	1,8	1,9	2,0	2,1	2,2	2,3
v_N ..	0,184	0,048	0,033	0,032	0,032	0,034	0,040	0,036	0,043	0,048	0,053

Da es sich bei Beispiel 1 um den klassischen Fall der Unabhängigkeit aller Beobachtungen handelt, wäre theoretisch zu erwarten, daß $v_N = \frac{1}{N-1}\, {}_e v_1$ ist, also $v_{32} = \frac{1}{31} = 0{,}032$.

Tabelle 5 zeigt für das Beispiel 2, wie der Schätzwert für $v_N \equiv v_{40}$ bei Benutzung verschiedener λ-Werte variiert. Der plausibelste v_N-Wert lautet $v_N = 0{,}070$. Mit Hilfe einer andern Methode fand Mittmann

etwa den gleichen v_N-Wert[1]. Bartels kam gemäß seiner oben zitierten Arbeit zum gleichen Ergebnis auf rein empirischem Wege (nach hinreichender Vergrößerung der Beobachtungszahl N).

Tabelle 5. *v_N bei Benutzung verschiedener λ-Werte in Beispiel 2*

λ ...	1,8	1,9	2,0	2,08	2,09	2,10	2,2	2,3
v_N ...	0,121	0,090	0,078	0,072	0,070	0,071	0,082	0,091

Tabelle 6 zeigt für Beispiel 3, wie der Schätzwert für $v_N \equiv v_{54}$ bei Verwendung verschiedener λ-Werte variiert. Der plausibelste v_N-Wert lautet $v_N = 0{,}074$. Ein Vergleich der drei gebrachten Beispiele lehrt, daß der plausibelste v_N-Wert jeweils mit einem λ-Wert nahe $\lambda = 2$ verbunden auftritt.

Tabelle 6. *v_N bei Benutzung verschiedener λ-Werte in Beispiel 3*

λ	1,7	1,8	1,9	2,0	2,08	2,09	2,10	2,2	2,3
v_N	0,341	0,102	0,114	0,092	0,079	0,074	0,079	0,084	0,106

[1] O. M. J. Mittmann, Zur praktischen Analyse von Beobachtungsfolgen oder empirischen Funktionen. Arch. Met. Geoph. Biokl., Serie A, 8, 113 (1955).

Gustav Swoboda †

Am 4. September 1956 ist in Genf Dr. Gustav Swoboda, der langjährige Generalsekretär der internationalen meteorologischen Organisationen, an den Folgen einer Operation wenige Tage vor seinem 63. Geburtstage verschieden. Mit ihm ist ein Meteorologe dahingegangen, der als Gelehrter wie als Persönlichkeit in den Fachkreisen der ganzen Welt großes Ansehen und reiche Sympathie genoß.

Gustav Swoboda wurde am 7. September 1893 als Sohn von Heinrich Swoboda, einem angesehenen Archäologieprofessor an der damals noch österreichischen Karl-Ferdinand-Universität, in Prag geboren. In seinem geistig hochstehenden Elternhause erwuchs ihm schon früh das Verständnis für wissenschaftliche Denkweise und die Freude an Kunst und Musik. Nach Absolvierung des humanistischen Gymnasiums bezog er die Deutsche Universität in Prag, wo er Physik, Meteorologie und Philosophie studierte und 1920 bei Prof. Spitaler zum Dr. phil. promovierte.

Im gleichen Jahre wurde Swoboda zum wissenschaftlichen Beamten an der Staatsanstalt für Meteorologie in Prag ernannt, wo ihm 1924 die Organisation und Leitung des praktischen Wetterdienstes übertragen wurde. Nachdem er 1923 einen Studienaufenthalt am Wetterdienst in Bergen gemacht hatte, wurde 1924 sein Name in der Fachwelt schlagartig bekannt, als er zusammen mit seinem Freunde Tor Bergeron in einer großangelegten Untersuchung die Wellen und Wirbel an einer quasistationären Grenzfläche über Europa bearbeitete und dabei eine verfeinerte Interpretation des Bjerknesschen Zyklonenschemas aufstellte. 1929 bis 1931 war Swoboda Lektor für Flugmeteorologie an der Tschechischen Technischen Hochschule in Prag und von 1934 bis 1938 Dozent für Meteorologie und Klimatologie an der Deutschen Technischen Hochschule in Prag. Sein Interesse für die Synoptik zeigte sich neben seiner Prager Vorlesungstätigkeit auch darin, daß er teils in deutscher, teils in tschechischer Sprache verschiedene Anleitungen und Handbücher für den von ihm geleiteten Flugsicherungs- und Prognosendienst verfaßte, vor allem aber auch durch die Herausgabe der ausgezeichneten russischen „Einführung in die synoptische Meteorologie" von S. P. Chromow in stark erweiterter deutscher Fassung.

Schon seit 1927 wirkte Gustav Swoboda mehrfach bei internationalen Konferenzen wie auch in Kommissionen der Internationalen Meteorologischen Organisation als Vertreter der Tschechoslowakei. So ergab es sich

bei seiner Begabung für Aufgaben der Diplomatie und bei seinem Geschick im Auffinden von Verständigungslösungen ganz natürlich, daß er sich in der zweiten Hälfte seiner wissenschaftlichen Laufbahn der Förderung der internationalen Zusammenarbeit auf dem Gebiete der Meteorologie zuwandte und sich 1938 zum Chef des Sekretariats der Internationalen Meteorologischen Organisation wählen ließ, womit er die vollamtliche Nachfolge von Dr. H. G. Cannegieter übernahm. Dieses Sekretariat hatte seinen Sitz zunächst in De Bilt, wurde jedoch im November 1939 auf Grund eines bereits früher gefaßten Beschlusses in die Schweiz, und zwar zunächst nach Lausanne, 1952 nach Genf verlegt. So kam Dr. Swoboda in näheren Kontakt mit der Schweiz, deren politische Anschauungen ihm sehr zusagten und in deren geistigem Klima er sich außerordentlich wohl fühlte, so daß er 1949 für sich, seine Gattin und seinen 1939 geborenen Sohn Alexander die schweizerische Staatsbürgerschaft erwarb.

Die Jahre des zweiten Weltkrieges, wo die internationalen Aufgaben stark reduziert waren, nützte Swoboda unter anderem, um im „Repertoire des Résolutions" ein Sammelwerk der von der Internationalen Meteorologischen Organisation seit ihrer Gründung im Jahre 1872 gefaßten und noch in Kraft stehenden Beschlüsse und Empfehlungen für die Drucklegung zu bearbeiten und die Entwicklung seiner Organisation zur gouvernementalen Meteorologischen Weltorganisation vorzubereiten, die dann 1951 als Tochterinstitution der Vereinigten Nationen ins Leben gerufen werden konnte und ihn zu ihrem ersten Generalsekretär wählte. In dieser internationalen Amtstätigkeit kam ihm neben seinem vielseitigen Fachwissen vor allem auch sein feines diplomatisches Geschick zustatten. Dieser Tätigkeit hatte er es neben seinen wissenschaftlichen Verdiensten wohl auch zu danken, daß ihn die Königliche Niederländische Akademie der Wissenschaften 1953 durch die Verleihung der goldenen Buys-Ballot-Medaille ehrte, die nur alle zehn Jahre dem um den Fortschritt der Meteorologie verdientesten Gelehrten verliehen wird. Während der Dauer seiner internationalen Amtstätigkeit publizierte Swoboda neben zahlreichen Vortragsreferaten lediglich einen größeren Aufsatz über die Thermodynamik der Trombenbildung; mehr gestattete ihm seine starke dienstliche Belastung leider nicht. Trotzdem war er in dieser Zeit literarisch intensiv tätig; nur sind die vielen Produkte dieser Aktivität unpersönlich unter dem Signum der IMO oder der WMO erschienen und lassen nur an der Sorgfalt ihres gepflegten Stils den Autor erkennen.

Im August 1955 trat Dr. Swoboda wegen Erreichung der für dieses Amt gesetzten Altersgrenze vom Posten des Generalsekretärs der Meteorologischen Weltorganisation zurück. Da er sich jedoch noch arbeitsfreudig fühlte und überall der ungelösten Probleme die Fülle erkannte, nahm er die ihm angebotene Professur an der Technischen Universität Istanbul an, wo er der Lehrtätigkeit in Meteorologie eine großzügige Entwicklung geben sollte. Sein plötzlicher Tod, der ihn in den Sommerferien in der schweizerischen Heimat ereilte, hat nun diesen Plan zunichte gemacht, aber auch das Studium mancher wissenschaftlicher Probleme verunmöglicht, denen er sich nach Beendigung seines zweijährigen Auftrages für die

Türkei wieder widmen zu können hoffte. Doch nicht nur die Wissenschaft beklagt in dem Hinschied von GUSTAV SWOBODA den Verlust eines hervorragenden Gelehrten, sondern auch seine zahlreichen Freunde sind sich bewußt, daß sie in der feinfühligen und kultivierten Persönlichkeit einen Freund von seltener Prägung und von vornehmer Gesinnung verloren haben.

W. MÖRIKOFER

Buchbesprechungen

Weather Analysis and Forecasting. Band I: Motion and Motion Systems. Von S. Petterssen. Zweite Auflage. Mit zahlreichen Textabb. XIX, 428 S. New York—Toronto—London: McGraw-Hill Book Company, Inc. 1956. 64 s.

Die nun vorliegende vollständig neubearbeitete zweite Ausgabe des bekannten Lehrbuchs über Wetteranalyse und Wettervorhersage, das in ausgezeichneter Weise die theoretischen Darstellungen mit reicher praktischer Erfahrung im synoptischen Wetterdienst verbindet und darum besonders anregend und wertvoll ist, muß von Seiten der Praktiker, der Studierenden und auch der Lehrer der Wetterkunde aufs wärmste begrüßt werden. Das Werk verdient aber auch in der Hinsicht besondere Beachtung, daß es uns im Vergleich mit der ersten Auflage deutlich vor Augen führt, wie große Fortschritte durch den Ausbau der Beobachtungsmethoden, durch die Erweiterung der Beobachtungsgebiete, durch neuere technische Entwicklungen, durch die Anwendung neuer Rechenverfahren und durch die Verarbeitung aller damit gewonnenen neueren Erkenntnisse in theoretischen Entwicklungen in den letzten 15 Jahren auf diesem Gebiet gemacht worden sind. Noch mehr als in der ersten Auflage legt der Verfasser in der neuen Ausgabe Wert auf eine möglichst enge Verbindung von synoptischer und dynamischer Meteorologie bei der Ausbildung der Prognostiker. Zur Erfüllung dieses Zieles und zur Bewältigung des stark angewachsenen Stoffes war es notwendig, das Werk auf zwei Bände aufzuteilen, von denen der erste die Bewegungen und Bewegungssysteme behandelt und der zweite dem Wetter und den Wettersystemen gewidmet wird.

Während in der ersten Auflage die Darstellung noch ihren Ausgang von den Luftmassencharakteristiken und von den Stabilitäts- und Instabilitätsverhältnissen genommen hat, bilden den Ausgangspunkt für die neue Bearbeitung die Luftbewegungen und die Bewegungsgleichungen. Nach Entwicklung der grundlegenden Gleichungen wird die Kinematik quasihorizontaler Bewegungen, die Kinematik des Druckfeldes, die Abhängigkeit des Windes von der Druckverteilung, der Einfluß der Reibung und die vertikale Struktur der Windsysteme in theoretischen Ableitungen und in ihrer praktischen Anwendung ausführlich behandelt. Dies führt auch zur Darstellung der Formen und der Bedeutung des Jet Stream, von meridionalen Vertikalschnitten der zonalen Windkomponente und der Vorticity des zonalen Windes und der Zirkulation in großen Höhen.

Als den wichtigsten Fortschritt der synoptischen Meteorologie in neuerer Zeit bezeichnet der Verfasser die Anwendung des Vorticity Theorems auf die Vorhersage des Verhaltens der Bewegungssysteme der freien Atmosphäre. Es werden deshalb die Begriffe von Zirkulation und Vorticity und ihre Behandlung in Formen, die für die Anwendung auf synoptische Karten geeig-

net sind, ausführlich entwickelt. Ein wesentlicher Abschnitt neuerer Forschungsergebnisse wird in der Theorie der langen Wellen der mittleren und oberen Troposphäre zur Darstellung gebracht. Von besonderer Bedeutung ist die Analyse des Einflusses verschiedener Faktoren auf die Verlagerung der den langen Wellen überlagerten Tröge und Rücken, zu deren Berechnung entsprechende Verfahren entwickelt werden. Ihre Anwendung wird an praktischen Beispielen erläutert.

Einer Behandlung der wichtigsten Merkmale der Fronten und der Formen der Frontogenese folgt die ausführliche Darstellung der Struktur und Entwicklung außertropischer Zyklonen und Antizyklonen an Hand zahlreicher neuerer Beispiele und unter besonderer Berücksichtigung des Cut off-Prozesses. Im weiteren wird der Einfluß der Land- und Meerverteilung, der geographischen Breitenzonen und der Gebirgszüge auf das Verhalten von Zyklonen und Antizyklonen gezeigt, der sich auch in der räumlichen Häufigkeitsverteilung der Zyklogenesen und der Zyklonenzentren sowie der Antizyklogenesen und der Antizyklonenzentren, die in Karten der Nordhalbkugel für Sommer und Winter wiedergegeben sind, ausdrückt und auch für die Bevorzugung bestimmter Gebiete für Blocking-Situationen, für die Häufigkeitsverteilungen angegeben werden, von Bedeutung ist. Interesse verdienen auch die Kartendarstellungen der Nordhalbkugel, die die Häufigkeitsverteilung der Wechsel von Zyklonen und Antizyklonen zeigen, deren häufigstes Vorkommen auf bestimmte Gebietsstreifen konzentriert ist. Als brauchbares Hilfsmittel für die Prognosen wird die Tatsache des häufig gleichzeitigen Vorkommens einer in einem Gebiet auftretenden Anomalie des Drucksystems auch in anderen Gebieten und der Indexzyklen auf Grund von Beispielen besprochen. Auf die experimentelle Darstellung verschiedener Erscheinungsformen der Zirkulation wird hingewiesen. Wegen ihrer besonderen Wetterwirksamkeit ist die Kenntnis der Verteilung von Vertikalgeschwindigkeiten und Divergenzen sehr wichtig, deren meßtechnische Bestimmung wegen der Kleinheit ihrer Werte sehr schwierig ist; es werden deshalb Methoden zu ihrer Berechnung entwickelt. In einem eigenen Beitrag stellt A. Eliassen die verschiedenen Instabilitätstheorien der Zyklonenbildung dar. Den Instabilitätsbetrachtungen wird besonders im Zusammenhang mit der fortschreitenden Ausarbeitung von Methoden der numerischen und graphischen Integration wachsende Bedeutung zugeschrieben. Einer Darstellung der Entwicklung von Zyklonen und Antizyklonen und ihrer Beeinflussung durch verschiedene Faktoren folgt die Anwendung der theoretischen Erwägungen auf mehrere typische Fälle von Zyklonenbildung auf Grund von instruktiven Beispielen aus neuerer Zeit.

In einem weiteren Beitrag legt A. Eliassen die Grundgedanken und die Methoden der Anwendung der numerischen Wettervorhersage dar. Abschließend behandelt der Verfasser auch noch die Methode von Fjörtoft zur graphischen Integration und ihre Anwendung auf das barotrope Modell sowie Erweiterungen auf barokline Modelle.

Im Anhang werden nach einer Übersicht über Vektorsymbole und Vektoroperationen und -operatoren Rechenverfahren, Diagramme und Hilfstabellen zur Berechnung des geostrophischen und des Gradientwindes, sowie zur Berechnung der Trajektorien konstanter absoluter Vorticity, der Wellengeschwindigkeit und der absoluten Vorticity wiedergegeben, die für die praktische Arbeit von besonderem Wert sind. Das Buch muß unzweifelhaft zu den bedeutendsten Neuerscheinungen aus dem Gebiete der meteorologischen Literatur der letzten Jahre gerechnet werden. F. Steinhauser, Wien.

Physikalisch-statistische Regeln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen. Von F. Baur. 1. Band. Mit 30 Abb. und 2 farbigen Tafeln, X, 139 S. Frankfurt am Main: Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. 1956. Geb. DM 46.—.

Die Probleme der täglichen Wettervorhersage und noch mehr die der langfristigen Prognosen bringen Schwierigkeiten, die unter anderem darin liegen, daß es in dem komplizierten Witterungsablauf meist nicht möglich ist, etwa wie bei einem physikalischen Versuch die wirksamen Faktoren deutlich abzugrenzen und in ihren Auswirkungen in den Einzelheiten voll zu erfassen. Es ist daher notwendig, zur Lösung der Probleme verschiedene Methoden in Anwendung zu bringen. Dazu gehören auch statistische Methoden, wie solche der Verfasser des vorliegenden Buches bereits seit langem benutzt. Es ist deshalb besonders zu begrüßen, daß er uns nun eine zusammenfassende Darstellung aus seiner reichen Erfahrung heraus vorlegt, weil damit ein Urteil über die Leistungsfähigkeit dieser Methoden und über das damit Erreichbare ermöglicht wird.

Einleitend begründet der Verfasser die Notwendigkeit, mit statistischen Methoden auch rein wetterkundliche und nicht nur klimatologische Probleme zu behandeln. Diese sieht er darin, daß es nur mit Hilfe der Statistik möglich ist, in Analogie zu der im physikalischen Experiment gegebenen Möglichkeit der Konstanthaltung von einzelnen Versuchsbedingungen, durch die statistische Auswahl eine zur Gewinnung von Erkenntnissen notwendige Vereinzelung und folgerichtige Rückverknüpfung auszuführen.

Als erstes Beispiel der Anwendung statistischer Methoden für *Voraussagen im täglichen Wetterdienst* wird die Beziehung zwischen Luftdruckänderungen auf den Azoren und den nachfolgenden Druckänderungen in Mitteleuropa als Korrelationsproblem beider Gebiete und in erweiterter Form als Mehrfachkorrelationsproblem für 24stündige Luftdruckänderungen in Potsdam, Brest, Helgoland, Ponta Delgada, 24stündige Änderungen der Druckdifferenzen Helgoland-Stykkisholm, Bewölkung in Potsdam und 3stündige Druckänderungen in Potsdam behandelt. Die Ergebnisse werden in mehreren Regeln zusammengefaßt, die Voraussagen mit hoher Wahrscheinlichkeit ermöglichen. Ferner werden statistische Regeln zur Voraussage von mehrtägigen Trockenperioden in Mitteleuropa aus Temperatur- und Druckänderungen mit Nebenbedingungen für Temperatur- und Druckänderungen in zeitlichen Teilabschnitten an verschiedenen Orten und für Bewölkungsverhältnisse und analoge Regeln zur Voraussage von nassen Zeitabschnitten abgeleitet, wobei die Vorbedingungen zum Teil umgekehrt wie bei Trockenperioden anzunehmen sind. Die Vorhersageregeln für Trockenperioden werden auch auf andere Gebiete in mittleren geographischen Breiten erweitert. Es ist überraschend und verdient Anerkennung, daß es dem Verfasser gelungen ist, zahlreiche statistische Vorhersageregeln aufzufinden, die die entsprechenden Voraussagen mit hoher Wahrscheinlichkeit und zum Teil sogar ohne Ausnahme ermöglichen. Andererseits muß auch für die Anwendungsmöglichkeit im praktischen täglichen Beobachtungsdienst in Betracht gezogen werden, daß die Vorbedingungen oft sehr vielfältige zeitliche und räumliche Kombinationen von einzelnen meteorologischen Elementen darstellen, deren Evidenthaltung und rechtzeitige Erkennung im laufenden Dienst der Anwendung Schwierigkeiten bereiten dürfte. Dies darf aber für die weitere Forschung auf diesem Gebiet kein Hindernis sein.

Statistische Regeln für *Witterungsvorhersagen für lange Zeitabschnitte und für Großwetterlagen* müssen letzten Endes Erscheinungen, Änderungen und

Zusammenhänge in der allgemeinen Zirkulation zur Grundlage haben. Es werden deshalb die Bestandteile des Luftkreislaufes in der gemäßigten Zone und darunter insbesondere Form und Entwicklung der subtropischen Hochdruckgürtel und der Strahlströmung sowie der Wechsel der Zirkulationsformen dieser Zone im besonderen besprochen und daraus Richtlinien und Aufgaben für die statistische Großwetterforschung abgeleitet. Ausgehend von der großräumigen Temperaturverteilung in der Atmosphäre werden acht Typen der speziellen Großzirkulation aufgestellt und diese nach solchen mit breitenkreisparalleler Anordnung und mit meridionaler Anordnung in zwei Gruppen zusammengefaßt. Zur Charakterisierung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation und ihrer Schwankungen wurden für die Jahre 1949 bis 1951 die täglichen Werte und die Monatsmittelwerte der zonalen und der meridionalen Zirkulation in der Höhe von 500 m und im Niveau der 500 mb-Fläche für den Streifen zwischen 50 und 65° N im Mittel rings um die ganze Nordhalbkugel berechnet und die täglichen Werte sowie die Monatsmittelwerte der geographischen Breite der maximalen Strahlströmung auf der Nordhalbkugel in Höhe der 500 mb-Fläche zwischen 40 und 20° W bestimmt. Alle Werte sind in dem Buch in extenso abgedruckt. Die Ergebnisse werden eingehend diskutiert und gedeutet. Im besonderen wird dabei auch den westwärtswandernden Hoch und Tief im 500 mb-Niveau Beachtung geschenkt.

Im vierten Abschnitt werden Zusammenhänge des Großwetters mit solaren Vorgängen behandelt. Eine Übersicht über die Schwankungen der allgemeinen Zirkulation in der gemäßigten Zone der westlichen Hälfte der Nordhalbkugel in den 18 Sonnenfleckenzyklen der letzten 200 Jahre zeigt ein Schaubild, in dem durch farbige Symbole die Grade der Anomalien, die einer vermehrten planetarischen zonalen Zirkulation oder einer vermehrten monsunalen und verminderten planetarischen Zirkulation entsprechen, für jeden Winter und Sommer dargestellt sind. Zur Kennzeichnung der allgemeinen Zirkulation wurden dabei verwendet: für Mitteleuropa im Winter die Temperaturabweichungen vom Durchschnittswert der gesamten Reihe, für Mitteleuropa im Sommer die Abweichungen der Hochsommerniederschlagsmengen Deutschlands, für den Nordatlantik im Winter die Abweichungen der mittleren Druckdifferenzen Ponta Delgada-Stykkisholm, für den Nordatlantik im Sommer die Abweichungen der mittleren Luftdruckdifferenzen Edinburg-Tromsö vom langjährigen Durchschnitt und für die nordöstlichen USA für Winter und Sommer die Abweichungen der mittleren Temperaturen. Das Schaubild läßt deutlich eine Doppelschwankung der Intensität der allgemeinen Zirkulation der Sonnenfleckenzyklen mit verminderter planetarischer Zirkulation in der Nähe der Fleckenextreme und mit gesteigerter Zirkulation zwischen den Fleckenextremen erkennen. Im besonderen lag in allen Zyklen ungefähr zwei Jahre vor dem Fleckenminimum ein Sommer mit verstärkter planetarischer Zirkulation und in den meisten Zyklen zwischen 0,7 Jahre vor und 1,2 Jahre nach dem Fleckenmaximum ein Winter mit monsunaler Zirkulation über Europa und verminderter planetarischer Zirkulation über dem Nordatlantik. In mehreren Regeln wird die Zuordnung verschiedener Typen des Großwetters in einzelnen Jahreszeiten zum Sonnenfleckenzyklus, wie sie sich nach Prüfung mit statistischen Kriterien ergibt, festgehalten. Die Doppelschwankung des Großwetters innerhalb des Sonnenfleckenzyklus versucht der Verfasser auf eine Doppelschwankung der Sonnenstrahlung zurückzuführen, die dadurch zustande kommt, daß zur Zeit des Fleckenmaximums die Sonnenstrahlung kein Maximum aufweist, weil zu dieser Zeit nicht nur die Photosphärenstrahlung, sondern auch die Absorption in der Sonnenatmosphäre ein Maximum hat und

zur Zeit des Fleckenminimums auch die Photosphärenstrahlung ihren Tiefstwert hat, so daß die in den Weltraum ausgehende Sonnenstrahlung nur zwischen den Fleckenextremen Maxima aufweisen kann; diese betreffen hauptsächlich die UV-Strahlung. Als Folgerung seiner theoretischen Annahmen zeigt der Verfasser, daß in einem Zeitraum, in welchem in 27 Tagen an mindestens sechs hintereinanderliegenden Tagen die Sonnenfleckenrelativzahlen um mehr als 30 größer sind, die west-östliche Zirkulation in mittleren Breiten in der 500 mb-Fläche im Winterhalbjahr gesteigert sein müßte und daß diese Erwartung durch die Beobachtungen aus letzter Zeit bestätigt wird. Abschließend werden noch Beziehungen kürzerer Schwankungen der Sonnenfleckenhäufigkeit zum Großwetter geprüft und diesbezügliche Regeln aufgestellt. F. Steinhauser, Wien.

Physics and Chemistry of the Earth. Band I. Herausgegeben von L. H. Ahrens, Kalervo Rankama und S. K. Runcorn. Mit zahlreichen Textabb. und Tab., VIII, 317 S. London: Pergamon Press. 1956. 55 s.

Die Tatsache, daß den Fortschritten der Geophysik nicht nur wissenschaftliches Interesse entgegengebracht wird sondern in unserer Zeit, die immer mehr nach Ausnutzung aller Naturkräfte und Naturschätze strebt, auch große praktische Bedeutung zukommt, bringt es mit sich, daß die Forschungen in allen Zweigen der theoretischen und der angewandten Physik der Erde außerordentlich intensiviert werden und die Publikationen über die Ergebnisse dieser Forschungen ein Ausmaß angenommen haben, daß es dem Einzelnen fast nicht mehr möglich ist, die gesamte Literatur fortlaufend zu verfolgen. Es ist deshalb besonders zu begrüßen, wenn Schriftenreihen geschaffen werden, die sich zum Ziel setzen, in zusammenfassenden kritischen Berichten von Spezialisten einzelner Teilgebiete den neuesten Stand der Forschungen auf diesen Gebieten darzulegen und die Ergebnisse dieser Forschungen übersichtlich mitzuteilen. Für das Gebiet der Physik und Chemie der Erde hat sich dies die vorliegende neue Schriftenreihe, die in jährlichen Bänden erscheinen soll, zur Aufgabe gestellt. Diese Schriftenreihe kommt besonders deshalb einem wirklichen Bedürfnis entgegen, weil von den behandelten Wissenszweigen nicht nur die Zahl der einzelnen Publikationen sehr groß ist, sondern diese außerdem auf so viele Zeitschriften und Publikationen zerstreut sind, daß sie zum Teil nur sehr schwer zugänglich sind.

Im ersten Beitrag gibt Sir H. Spencer Jones eine sehr klare und kritische Übersicht über die verschiedenen Theorien über den Ursprung des Sonnensystems. Im zweiten Beitrag behandelt J. Verhoogen die Temperatur in der Erde. Es werden die verschiedenen Lösungen der Wärmeleitungsgleichung unter Berücksichtigung der Wirkung der Radioaktivität der Erde entwickelt, die Folgerungen auf die thermische Geschichte der Erde ermöglichen bzw. diesbezügliche Annahmen voraussetzen. Dabei kommt den Annahmen über die Verteilung der radioaktiven Materie in der Erde und über die Temperaturleitfähigkeit eine große Bedeutung zu, wie an neueren Forschungsergebnissen gezeigt wird. Ferner wird über neue Ergebnisse der Berechnung der Temperatur des Erdinnern aus dem Schmelzpunkt, aus seismischen Beobachtungsergebnissen, aus der Annahme eines konvektiven Gleichgewichts im Erdmantel und aus der elektrischen Leitfähigkeit berichtet. Die Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungen sind in einer Tabelle übersichtlich zusammengestellt. Sehr zahlreich sind die neuen Untersuchungen über die radioaktive Methode der geologischen Altersbestimmung, über die L. H. Ahrens referiert. Über die in den letzten 20 Jahren aus seismologischen Forschungen abgelei-

teten Vorstellungen über die Struktur des Erdinnern und besonders über die Änderungen von Dichte, Kompressibilität und Druck mit der Tiefe berichtet K. E. Bullen. Es werden 8 Tiefenzonen der Erde mit charakteristischen Geschwindigkeiten der P- und S-Wellen unterschieden. Für zwei von Bullen entworfenen Modelle des Schichtenaufbaues der Erde werden für die einzelnen Zonen Werte der Dichte, des Druckes, der Inkompressibilität und der Righeit angegeben und die damit zusammenhängenden Probleme diskutiert.

R. Hide behandelt sehr ausführlich die schwierige Theorie hydrodynamischer Bewegungen im Erdinnern, die für die Erklärung des erdmagnetischen Feldes und seiner säkularen Schwankungen von grundlegender Bedeutung sind. Als Grundlage hiezu wird eine Darstellung des gegenwärtigen Standes unserer Kenntnis des physikalischen Zustandes des Erdinnern und des erdmagnetischen Feldes sowie seiner Theorien vorangestellt.

Ein für die Geochemie und für geologische Probleme bedeutungsvolles Gebiet wird von Rustum Roy und O. F. Tuttle in ihrem Beitrag über Untersuchungen hydrothermischer Bedingungen bearbeitet. Nach einer Beschreibung der für die Arbeit unter hohen Temperaturen und hohem Druck verwendeten Apparaturen werden die Ergebnisse verschiedener Untersuchungen über Mineralsynthesen und über Phasengleichgewicht bei hohen Temperaturen und in Abhängigkeit vom Druck mitgeteilt und besprochen.

Als Beitrag zur Geochemie bringt C. W. Correns einen ausführlichen Bericht über die Geochemie der Halogene und gibt darin unter Verwendung der neuesten Daten Zusammenstellungen über den Gehalt von Halogenen für den Kosmos, für Meteoriten, für magmatisches Gestein, für postmagmatische Vorkommen, für Verwitterungsprodukte und Böden, für Hydrosphäre und Atmosphäre, für Biosphäre, Kohle und Petroleum, für Sedimente und für metamorphe Gesteine. Sehr viel Interesse wird der Sammelbericht von S. J. Tomklieff über geochemische Arbeiten in der UdSSR aus den Jahren 1948 bis 1953 finden, in dem man mit vielen sonst meist nicht oder nur schwer zugänglichen neueren Forschungsergebnissen vertraut gemacht wird.

Diese Inhaltsübersicht zeigt schon, daß der vorliegende erste Band dieser Schriftenreihe außerordentlich inhaltsreich ist und daher für alle an geophysikalischen oder geochemischen Arbeiten Interessierten unentbehrlich sein wird. Die einzelnen Beiträge sind so abgefaßt, daß sie einen ausgezeichneten Einblick in die neuesten Forschungsergebnisse bieten und damit nicht nur eine Bereicherung des Wissens sondern auch Anregungen für weitere Forschungen vermitteln. Ein ausführliches Namens- und Sachregister erleichtert die Benutzung des Werkes wesentlich.

F. Steinhauser, Wien

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien I, Mölkerbastei 5.
Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. F. Steinhauser, Wien XIX, Hohe Warte 38.
Druck: Carl Ueberreuter, Wien IX.

Fortsetzung von der II. Umschlagseite

Grundsätzlich werden nur Arbeiten aufgenommen, die vorher weder im Inland noch im Ausland veröffentlicht worden sind; der Autor verpflichtet sich, diese auch nachträglich nicht anderweitig zu veröffentlichen. Mit der Annahme und Veröffentlichung des Manuskriptes geht das ausschließliche Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder auf den Verlag über. Es ist ferner ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, photographische Vervielfältigungen, Mikrofilme u. ä. von Heften der Zeitschrift, einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen. Die Autoren erhalten 75 Separata ihrer Arbeit kostenlos und können maximal weitere 125 Separata zum angemessenen Preis beziehen. Die Bestellung muß mit dem dem Fahnenabzug beigelegten Bestellzettel bei der Rücksendung der korrigierten Fahnen erfolgen.

Die Autoren erhalten eine erste Fahnenkorrektur, die sie nach erfolgter Durchsicht an den Verlag zu senden haben; eine Umbruchkorrektur wird den Autoren nicht zugestellt. Autorkorrekturen, d. h. nachträgliche Textänderungen, werden, soweit sie 10% der Satzkosten überschreiten, den Verfassern in Rechnung gestellt.

Manuskripte und Anfragen sind an einen der beiden unterzeichneten Herausgeber

Dozent Dr. W. Mörikofer
Physikalisch-meteorologisches Observatorium
Davos-Platz, Schweiz

Prof. Dr. F. Steinhauser
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Wien XIX, Hohe Warte 38, Österreich

zu richten; alle geschäftlichen Mitteilungen an:

Springer-Verlag, Wien I, Mölkerbastei 5
Telephon U 26 5 60 Serie. Telegrammadresse: Springerbuch Wien

Der Verlag

SPRINGER-VERLAG IN WIEN

Methoden und Probleme der Wettervorhersage

Von

Dr. Heinz Reuter

Privatdozent an der Universität Wien
Observator an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien

Mit 46 Textabbildungen. VIII, 161 Seiten. Gr.-8°. 1954
Ganzleinen S 132.—, DM 22.—, sfr. 22.60, $ 5.25

"... In the first four chapters of the book the author has assembled those theoretical relations which enabled numerical evaluations of certain rather incoherent synoptic quantities to be made at about the end of the Second World War or immediately afterwards ... Chapter V shows for a particular meteorological situation how to apply these theories and rules to the construction of a prebaratic surface map including the fronts. The most important, attractive and also extensive part of the book is Chapter VI, in which the development of weather prediction by numerical methods is described historically and demonstrated mathematically ... The author has attempted to make all these rather complicated problems accessible to the reader with as little as possible display of mathematics. Not only the meteorological practitioner, but also the university teacher and scholar and anybody else seriously interested in meteorology, will feel indebted to him for having producted this remarkable and courageous book."

World Meteorological Organization WMO Bulletin

Zu beziehen durch Ihre Buchhandlung

SPRINGER-VERLAG IN WIEN

Archiv für Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatologie

Herausgegeben von

Dozent Dr. W. Mörikofer und Prof. Dr. F. Steinhauser

Physikalisch-meteorologisches Observatorium, Davos

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

Serie B: **Allgemeine und biologische Klimatologie**

Zuletzt erschien:

Band 7, 3.–4. (Schluß-)Heft. (Abgeschlossen im September 1956.) Mit 48 Textabbildungen. 184 Seiten. 1956. S 276.–, DM 46.–, sfr. 47.10, $ 10.95

Inhaltsverzeichnis: **Putnins, P.** The Paradox of the "Inhomogeneity" of Annual Temperatures at Blue Hill. — **Vowinckel, E.** Das Klima des antarktischen Ozeans. I. Nord-Süd-Schnitt zwischen 20 und 40° E. — **Vowinckel, E.** Das Klima des antarktischen Ozeans. II. West-Ost-Schnitt zwischen 50° W und 150° E. — **Trischler, F.** Untersuchung über räumlich kohärente und singuläre Tagesniederschläge. — **Arakawa, H.** Two Minima of the Average Rainfall at about the Turn of the Century and about 1940 in the Far East. — **Drummond, A. J.** On the Measurement of Sky Radiation. — **Drummond, A. J.** Notes on the Measurement of Natural Illumination. — **Steinhauser, F.** Über die Struktur der Niederschlagstage in Österreich. — **Van der Bijl, W.** Eine statistische Bemerkung zu Carmen Boute „Wirkungen elektrischer Felder und Strahlungen atmosphärischen und kosmischen Ursprungs auf das Wasser". — **Buchbesprechungen.**

Astronautica Acta

Offizielles Organ der Internationalen Astronautischen Föderation

Herausgegeben von

W. v. Braun, Huntsville/Ala., A. Eula, Roma, J. M. J. Kooy, Breda, F. I. Ordway, III, New York, E. Sänger, Stuttgart, K. Schütte, München, L. R. Shepherd, Chilton, J. Stemmer, Baden/Schweiz

Schriftleitung: **F. Hecht,** Wien

Die Zeitschrift erscheint vierteljährlich

Jahresbezugspreis S 216.–, DM 36.–, sfr. 37.20, $ 8.60

Mitglieder der International Astronautical Federation (IAF) bzw. deren Mitgliedsgesellschaften können die Zeitschrift als das Organ der IAF zu einem um 20% ermäßigten Preis beziehen.

Zuletzt erschien:

Heft 4/1956. Inhalt: **Canney, H. E., Jr., and F. I. Ordway, III.** The Uses of Artificial Satellite Vehicles. Part I. — **Ehricke, K. A.** Ascent of Orbital Vehicles. — **Peschka, W.** Über die Überbrückung interstellarer Entfernungen. — **Strubell, W.** Über einen photographischen Nachweis von Primären der kosmischen Strahlung in Erdbodennähe. — **Gerathewohl, S. J.** Personal Experiences during Short Periods of Weightlessness Reported by Sixteen Subjects. — **Buchbesprechung.**

Zu beziehen durch Ihre Buchhandlung